国家“十一五”重点图书

地球空间信息学丛书／李德仁　主编

多波束测深及图像数据处理

■ 赵建虎　刘经南　著

WUHAN UNIVERSITY PRESS
武汉大学出版社

VISIT…

LANZAROTE Caliente.COM

国家“十一五”重点图书

地球空间信息学丛书／李德仁　主编

多波束测深及图像数据处理

■ 赵建虎　刘经南　著

WUHAN UNIVERSITY PRESS
武汉大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

多波束测深及图像数据处理/赵建虎,刘经南著．—武汉：武汉大学出版社,2008.9
国家“十一五”重点图书
地球空间信息学丛书/李德仁主编
ISBN 978-7-307-06500-0

Ⅰ.多…　Ⅱ.①赵…　②刘…　Ⅲ.海洋测量—测深—卫星图像—图像处理　Ⅳ.P229-39

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 129252 号

责任编辑:任　翔　　　责任校对:黄添生　　　版式设计:马　佳

出版发行：**武汉大学出版社**　(430072　武昌　珞珈山)
(电子邮件：wdp4@whu.edu.cn　网址：www.wdp.com.cn)
印刷：武汉中远印务有限公司
开本:720×1000　1/16　印张:24.25　字数:446 千字　插页:1
版次：2008 年 9 月第 1 版　　2008 年 9 月第 1 次印刷
ISBN 978-7-307-06500-0/P·138　　定价:45.00 元

版权所有，不得翻印;凡购我社的图书，如有缺页、倒页、脱页等质量问题，请与当地图书销售部门联系调换。

前　　言

随着陆地资源的逐渐匮乏，人类已将资源开发和利用的重点转向了占整个地球面积71%、蕴藏着丰富自然资源的海洋。我国已于20世纪末制定了21世纪海洋强国战略，其宗旨是将我国建设成为世界级的海洋强国。在这一世纪性战略中，海洋测量作为人类一切海洋活动的基础，必将扮演着十分重要的作用。

随着电子、计算机、信息等相关技术的迅速发展，当今的海洋测量正呈现蓬勃的立体发展态势。在这一大背景下，基于船载测量设备的海洋调查和勘测技术、手段及方法在我国也取得了日新月异的成就，尤其是自20世纪90年代引进的多波束系统，无论是测点的精度、密度和代表性，均是以往传统水下地形测量方法所不能比拟的，真正地实现了从"点"、"线"水下地形测量到条带式、全覆盖、"面"测量的变革，给我们真实、详细地呈现出了海底的精细地形和地貌，使人类能够首次全面地认识"漆黑"的海底世界。然而，由于多波束系统引进的时间较短，我国对该系统的认知还基本处于初始阶段，许多拥有多波束系统的测量单位到目前为止还停留在依照系统参考手册和操作规范实施作业的初始应用阶段，远没有最大限度地发挥该系统的应用潜力。另外，由于对相关知识的了解和认识不足，系统的应用远没有达到预期的精度。

为了改善多波束系统在我国当前的应用状况，提高系统的应用和开发潜力，本书围绕多波束系统具有测深和获取声呐图像两大功能，在论述多波束系统的发展历史和工作原理的基础上，对多波束测量中涉及的平面基准及其相互转换、潮汐调和分析及海洋垂直基准面、声速及声线跟踪、辅助参数的测定、滤波及补偿、多波束测深数据滤波、基于已有软件的多波束数据处理过程及分析、声强数据的处理及声呐图像的形成、声呐图像的处理、多波束声呐图像的应用、多波束测量信息和侧扫声呐测量信息的融合等主题展开了深入的研究，详细地介绍了这些研究目前取得的最新进展、研究所采用的理论和方法，同时还给出了这些理论和方法的实际应用效果。这些研究成果对从事多波束研究和实际工程应用具有一定的借鉴作用。

本书共分12章，第1至2章主要由刘经南院士、赵建虎完成，着重介绍了船

载测深系统的发展历史以及多波束数据处理技术的现状和发展趋势，第 3 至 8 章着重介绍了测深数据的处理方法、理论及实际应用。在这部分中，从第 3 章到第 7 章由赵建虎和刘经南院士完成，第 8 章由陈义兰、杨琨、吴永亭、周丰年完成；第 9 至 11 章着重介绍了基于多波束回波强度信息所生成的声呐图像的形成、处理及应用，由赵建虎和刘经南院士完成。第 12 章在系统分析了多波束和侧扫声呐测量内容特点的基础上，提出了综合二者测量信息，通过信息的有机融合处理获取海底高精度声呐图像和高分辨率地形的思想和方法，对二者的信息融合方法、理论进行了探讨，并对其应用前景进行了展望。

由于本书涉及的内容比较多，许多领域是目前国内外研究的热点问题，加之作者水平有限，书中有不妥之处，敬请各位专家与读者批评指正。

编　者

2007 年 8 月

目　　录

第1章　绪　论 ………… 1
1.1　引言 ………… 1
1.2　船载测深系统的发展历史 ………… 4
1.2.1　原始测深方法 ………… 4
1.2.2　常规测深系统 ………… 5
1.2.3　多波束测深系统 ………… 6
1.2.4　多波束测深系统的最新进展 ………… 8
1.2.5　我国的多波束测深系统 ………… 10
1.3　多波束数据处理技术的现状和发展趋势 ………… 10
1.3.1　声速及其声线跟踪 ………… 10
1.3.2　多波束辅助参数的测定和滤波 ………… 11
1.3.3　深度数据滤波 ………… 13
1.3.4　图像处理 ………… 13
1.3.5　多波束数字信息与侧扫声呐图像信息的融合 ………… 14
1.4　本书的结构体系 ………… 14
1.5　本章小结 ………… 15
参考文献 ………… 16

第2章　多波束系统的工作原理 ………… 18
2.1　多波束系统的组成 ………… 18
2.2　多波束系统的声学原理 ………… 20
2.2.1　相长干涉和相消干涉以及换能器的指向性 ………… 20
2.2.2　换能器基阵的束控 ………… 24
2.2.3　波束的形成 ………… 25
2.3　波束的发射、接收流程及其工作模式 ………… 27
2.4　波束的能量衰减及其时间增益补偿 ………… 30
2.5　底部检测及系统探测能力的估算 ………… 30

2.6 波束脚印的归位问题……………………………………………………………… 31
2.7 本章小结……………………………………………………………………………… 34
参考文献 ……………………………………………………………………………………… 35

第3章 平面基准及其相互转换 ……………………………………………………… 37
3.1 地心坐标系…………………………………………………………………………… 37
3.1.1 地心坐标系的定义………………………………………………………………… 37
3.1.2 地心坐标系的建立………………………………………………………………… 38
3.1.3 已有的地心坐标系统及其参数…………………………………………………… 42
3.2 参心坐标系…………………………………………………………………………… 43
3.2.1 参心坐标系的定义………………………………………………………………… 43
3.2.2 参心坐标系的建立………………………………………………………………… 44
3.2.3 我国常用的参心坐标系及其参数………………………………………………… 45
3.3 坐标系间的相互转换………………………………………………………………… 47
3.3.1 大地坐标系与空间大地直角坐标系转换的数学模型…………………………… 47
3.3.2 不同的三维空间直角坐标系转换的数学模型…………………………………… 48
3.3.3 不同大地坐标系转换的数学模型………………………………………………… 49
3.4 高斯投影……………………………………………………………………………… 51
3.4.1 高斯投影概述 ……………………………………………………………………… 51
3.4.2 椭球面元素到高斯投影面的转换………………………………………………… 54
3.4.3 高斯投影的邻带坐标换算………………………………………………………… 55
3.5 UTM(通用横轴墨卡托)投影 ………………………………………………………… 56
3.6 独立坐标系…………………………………………………………………………… 58
3.6.1 独立坐标系概述 …………………………………………………………………… 58
3.6.2 独立坐标系的建立………………………………………………………………… 58
3.6.3 独立坐标系与其他几种典型坐标系的转换……………………………………… 61
3.7 本章小节……………………………………………………………………………… 63
参考文献 ……………………………………………………………………………………… 63

第4章 潮汐调和分析及海洋垂直基准面 ………………………………………… 64
4.1 平衡潮理论…………………………………………………………………………… 64
4.1.1 引潮力(势) ………………………………………………………………………… 64
4.1.2 引潮力势的调和展开……………………………………………………………… 66
4.1.3 平衡潮及其主要结论……………………………………………………………… 68

4.1.4　实际潮汐的潮高 …… 68
4.2　潮汐、潮流分析 …… 70
4.2.1　潮汐分析 …… 70
4.2.2　潮流分析 …… 72
4.2.3　潮汐动力学理论 …… 73
4.3　垂直基准 …… 76
4.3.1　平均海平面 …… 77
4.3.2　国家高程基准 …… 79
4.3.3　海图深度基准面 …… 80
4.4　基准传递与推估 …… 85
4.4.1　短期验潮站平均海平面的确定 …… 85
4.4.2　深度基准面传递与推估 …… 87
4.4.3　平均海平面和深度基准面的综合传递 …… 88
4.5　海洋垂直基准统一框架 …… 89
4.5.1　平均海平面作为海洋统一垂直参考基准 …… 89
4.5.2　以椭球面作为海洋统一垂直参考基准 …… 89
4.6　本章小结 …… 92
参考文献 …… 92

第5章　声速及声线跟踪 …… 94
5.1　海洋声学 …… 94
5.1.1　海洋声速 …… 96
5.1.2　声波在海水中的传播特性 …… 97
5.1.3　声道 …… 100
5.1.4　海洋噪声 …… 101
5.2　海水中声速的确定 …… 101
5.2.1　声速剖面的直接测量 …… 102
5.2.2　声速的间接确定 …… 104
5.3　基于自组织神经网络的声速剖面分类方法 …… 112
5.3.1　SOFM 神经网络 …… 112
5.3.2　声速剖面的描述 …… 113
5.3.3　用于划分声速剖面类别的 SOFM 神经网络的构造和训练 …… 114
5.3.4　实验和分析 …… 115
5.4　局域空间声速模型的建立 …… 120

5.4.1 局域空间声速模型的建立 …… 120
5.4.2 实践及分析 …… 121
5.5 声线跟踪法 …… 124
5.5.1 Harmonic 平均声速 …… 125
5.5.2 基于层内常声速假设下的声线跟踪算法 …… 126
5.5.3 基于层内常梯度假设下的声线跟踪算法 …… 127
5.6 等效声速剖面法 …… 128
5.6.1 一个重要事实的证明 …… 128
5.6.2 误差修正法 …… 129
5.6.3 等效声速剖面法 …… 130
5.7 声线跟踪过程及各方法的比较 …… 132
5.7.1 声线跟踪法的计算过程 …… 132
5.7.2 误差修正法和等效声速剖面法的计算过程 …… 133
5.7.3 各种方法的比较 …… 134
5.8 实践及分析 …… 135
5.9 声速对多波束测量成果的影响 …… 137
5.9.1 声速剖面测量误差的产生 …… 137
5.9.2 声速误差的影响 …… 138
5.10 本章小结 …… 141
参考文献 …… 141

第6章 辅助参数的测定、滤波及补偿 …… 143
6.1 多波束测量中的定位技术 …… 143
6.2 局部无缝垂直参考基准面的建立 …… 146
6.2.1 精密局域大地水准面的确定 …… 147
6.2.2 局域海图基准高程模型的建立 …… 148
6.2.3 建立 Saint John 河无缝垂直参考基准的实践和过程分析 …… 148
6.3 GPS 船姿测量 …… 156
6.3.1 坐标系统的定义及其相互关系 …… 156
6.3.2 船体姿态测量原理 …… 157
6.3.3 实验及分析 …… 158
6.4 船姿分析及其补偿 …… 161
6.4.1 船姿受动因素分析 …… 161
6.4.2 船姿对多波束测量的影响 …… 162

6.4.3　Δp、Δr 极值的确定 …… 165
6.4.4　姿态测量误差对条带拼接的影响及其削弱 …… 167
6.5　在航 GPS 潮位测量 …… 167
6.5.1　船载(球载)GPS 潮位测量方法 …… 168
6.5.2　实验数据处理及分析 …… 171
6.6　换能器吃水 …… 173
6.6.1　静吃水 …… 173
6.6.2　动吃水 …… 174
6.7　基于信号融合的多波束换能器瞬时垂直基准的确定 …… 175
6.7.1　换能器处 GPS 高程信号的获取 …… 175
6.7.2　GPS UTC 时间和多波束系统时间的同步 …… 176
6.7.3　GPS 高程信号的滤波 …… 178
6.7.4　GPS 高程信号和 Heave 信号的融合 …… 180
6.7.5　实验验证和分析 …… 184
6.7.6　精度分析 …… 186
6.8　自适应 Kalman 滤波 …… 190
6.8.1　离散系统 Kalman 滤波的数学描述 …… 190
6.8.2　自适应 Kalman 滤波 …… 191
6.9　Kalman 滤波在辅助参数滤波中的应用 …… 193
6.9.1　点位滤波 …… 193
6.9.2　潮位面观测数据滤波 …… 194
6.9.3　姿态数据滤波 …… 196
6.10　本章小结 …… 197
参考文献 …… 198

第 7 章　多波束深度数据滤波 …… 200
7.1　影响深度计算的误差源 …… 200
7.2　深度数据的质量评估 …… 201
7.3　深度数据的一般滤波法 …… 202
7.3.1　交互式滤波 …… 202
7.3.2　自动滤波 …… 203
7.4　趋势面滤波法 …… 204
7.5　基于抗差 *M* 估计滤波 …… 207
7.5.1　滤波原理 …… 207

7.5.2 滤波实践及分析 …… 208
7.6 两步滤波法 …… 210
7.6.1 两步滤波法的基本思想 …… 210
7.6.2 滤波实践及分析 …… 211
7.6.3 显著性分析 …… 212
7.7 半参数(非参数)法滤波 …… 214
7.7.1 半参数(非参数)法削弱系统误差的基本思想 …… 214
7.7.2 深度数据中系统误差的组成 …… 215
7.7.3 规则化器 R 和规则化参数 α 的确定 …… 216
7.7.4 滤波实践及分析 …… 218
7.8 本章小结 …… 220
参考文献 …… 221

第8章 基于随机软件的多波束测深数据处理 …… 222
8.1 国内外主要多波束数据处理软件 …… 222
8.2 多波束测深数据处理 …… 224
8.2.1 多波束数据后处理流程 …… 224
8.2.2 多波束数据格式转换 …… 224
8.2.3 水深数据处理 …… 226
8.3 基于 Neptune 软件的多波束数据处理 …… 232
8.3.1 数据预处理 …… 232
8.3.2 多波束数据的编辑与处理 …… 235
8.4 基于 MB-System 软件的多波束数据处理 …… 237
8.4.1 MB-System 多波束数据处理系统简介 …… 237
8.4.2 MB-System 数据处理过程概述 …… 239
8.4.3 MB-System 数据处理过程详述 …… 240
8.5 本章小结 …… 257
参考文献 …… 257

第9章 声强数据的处理及声呐图像的形成 …… 258
9.1 声能方程及其解释 …… 258
9.2 回波强度与海底类型的关系 …… 261
9.3 声呐图像的形成原理 …… 262
9.3.1 底部检测与回波强度 …… 262

9.3.2 声呐图像单元的形成 …… 263
9.4 影响声强的主要因素 …… 265
9.5 回波强度数据处理 …… 266
9.6 声强数据的滤波以及位置的确定和内插 …… 271
9.7 声呐图像的形成 …… 273
9.8 本章小结 …… 276
参考文献 …… 276

第10章 声呐图像处理 …… 278
10.1 声呐图像平滑 …… 278
10.1.1 声呐图像平滑的一般方法 …… 278
10.1.2 平滑实践及方法分析 …… 280
10.2 利用小波分析实现图像噪声的消除 …… 281
10.2.1 小波分析与 Fourier 分析 …… 281
10.2.2 利用小波分析进行信噪分离及滤波的基本思想 …… 282
10.2.3 滤波实践 …… 284
10.3 声呐图像增强 …… 287
10.3.1 图像增强方法 …… 287
10.3.2 实践及分析 …… 289
10.4 图像锐化 …… 292
10.4.1 图像锐化方法 …… 293
10.4.2 实践及分析 …… 295
10.5 图像边缘特征的提取 …… 297
10.6 本章小结 …… 298
参考文献 …… 298

第11章 多波束声呐图像的应用 …… 301
11.1 多波束分辨率 …… 301
11.2 声呐图像的预处理 …… 301
11.3 目标识别 …… 302
11.3.1 海底目标的识别 …… 302
11.3.2 海底目标识别实验——目标区类别识别 …… 303
11.3.3 “盛鲁”沉船的搜寻与图像识别 …… 307
11.4 声呐图像中目标自动跟踪的实现 …… 308

11.4.1 沉底小目标声呐图像 …… 308
11.4.2 跟踪原理和跟踪过程的实现 …… 309
11.4.3 目标动态跟踪实验 …… 310
11.5 回波强度与海底底质间对应关系的建立 …… 312
11.5.1 不同掠射角下回波强度的测定 …… 312
11.5.2 不同频率下回波强度与掠射角、底质对应关系的建立 …… 313
11.5.3 同频率下底质与掠射角对应关系的建立 …… 313
11.5.4 与设备、入射角无关的声强与底质关系数据库的建立 …… 314
11.6 海底底质分类 …… 315
11.6.1 海底分类的研究现状 …… 316
11.6.2 传统的海底分类的方法 …… 318
11.6.3 利用回波强度与掠射角、海底物质对应关系进行海底分类 …… 319
11.6.4 基于纯量声强的海底分类 …… 319
11.6.5 基于分形维的底质分类 …… 322
11.6.6 基于遗传算法的 BP 网络实现海底底质分类 …… 327
11.6.7 基于 SOFM 自组织神经网络的海底分类 …… 335
11.7 本章小结 …… 342
参考文献 …… 343

第 12 章 多波束系统和侧扫声呐系统测量信息的融合 …… 345
12.1 多波束与侧扫声呐的比较 …… 345
12.1.1 成像原理及分辨率的比较 …… 345
12.1.2 图像比较 …… 346
12.2 侧扫声呐图像中目标位置的确定 …… 346
12.3 侧扫声呐图像预处理 …… 350
12.4 侧扫声呐图像的应用 …… 351
12.4.1 目标探测 …… 351
12.4.2 搜索失事飞机、轮船等海底残骸 …… 352
12.4.3 海底沉积物属性的确定 …… 353
12.4.4 海底地震、火山、地层的监测 …… 353
12.5 侧扫声呐图像与多波束图像的匹配 …… 353
12.5.1 基于目标边界线的图像匹配方法 …… 354
12.5.2 Chamfer 图像匹配法 …… 354

12.5.3　图像间的自动配准 …… 355
12.5.4　基于小面元微分纠正的图像间自动配准 …… 358
12.5.5　图像匹配实例 …… 360
12.6　数字信息和图像信息的融合 …… 366
12.6.1　加权融合 …… 366
12.6.2　基于小波变换的图像融合 …… 366
12.6.3　图像融合的效果评价 …… 367
12.6.4　一个简单的图像融合实例 …… 369
12.7　地貌图像与DEM的复合 …… 370
12.8　海底地形地貌的解释 …… 371
12.8.1　定性分析 …… 371
12.8.2　定量分析 …… 372
12.9　本章小结 …… 373
参考文献 …… 373

第1章 绪　论

1.1 引言

从广义的角度来讲,海洋测绘是一门对海洋表面及海底形状和性质参数进行准确测定和描述的科学。海洋表面及海底的形状和性质是与大陆以及海水的特性和动力学有关的,这些参数包括水深、地质、地球物理、潮汐、海流、波浪和其他一些海水的物理特性。一切海洋活动,无论是经济、军事还是科学研究,像海上交通、海洋地质调查和资源开发、海洋工程建设、海洋疆界勘定、海洋环境保护、海底地壳和板块运动研究等,都需要海洋测绘提供不同种类的海洋地理信息要素、数据和基础图件。因此可以说,海洋测绘在人类开发和利用海洋活动中扮演着“先头兵”的角色,是一项基础而又非常重要的工作。

随着经济的发展、人口的急剧增加和陆地资源的逐渐匮乏,人类已将资源的勘探、开发和利用深入到海洋领域,在21世纪,开发和利用海洋这一使命变得越来越迫切,人们有一个普遍的共识,21世纪是人类开发和利用海洋的世纪。海底地形测量作为这一活动的基础,也必将在探测海底地形地貌、建设海洋工程、开发海洋资源、发展海洋科学以及维护海洋权益等方面发挥极其重要的作用。这些作用具体表现在如下方面。

1. 世界海洋调查

尽管测深技术的发展已有上百年的历史,但到20世纪初,人类对海底世界的认识还停留在不识庐山真面目的阶段,到了20世纪70年代,对大西洋和印度洋的认识也仅仅表现为对其海底地形的概略了解(李家彪,1999)。造成上述问题的主要原因是测深技术相对落后、传统测深设备测量精度和效率的低下严重地阻碍着海洋调查工作的进展。

随着多波束测深技术的问世,它以其高精度、高密度、全覆盖、高效率等特点正日益受到广大海洋测量部门和海道测量部门的重视,这也使得大面积、高精度的海洋调查成为可能。

2. 海洋工程建设

各种海洋工程建设正方兴未艾，在进行水下钻探、敷设海底输油管道、海底电缆光缆等工程建设中，必须详细了解海底地形和地质结构。引航图、海图的测绘、各项海运工程的规划设计和施工、港口航道的管理和维护及相应的科学研究工作，均需进行水下地形测量。

国家海运实力关系着国家的政治、军事地位和经济利益，海运状况的突出矛盾是港口紧张，而建设现代化深水港、开发沿海深水岸、已建港口的回淤研究与防治都需要海底地形测量和高精度的水下地形图。围海造地工程设计、海上地球物理勘探、各类潜艇的水下活动、海上制导武器实验、战时登陆与反登陆地段的选择等，都不能缺少水下地形测绘。

对于航海业来说，水下地形测绘的作用是众所周知的。近年来，随着国际航运业的发展，航海业对海底地形的精度和详细程度的要求有了进一步的提高。对新开辟的航道、锚地等水域，必须进行详细的水深测量和检查扫测，以探明水下障碍物。

3. 海洋资源开发

随着人类对陆地资源的开发和利用，陆地资源显得愈来愈贫乏，而海洋中蕴藏着非常丰富的矿产资源和食物资源，预计地球上 80% 的食物资源在海洋中，因而开发和利用海洋资源对人类的生存和发展起着十分重要的作用，对海洋资源的开发和利用也显得尤为迫切。

不同于传统测深技术，新近开发出来的多波束测深系统是一种进行海洋水底资源开发的新手段，该系统不但可以获得采样点的位置和深度信息，还能根据不同物质对声波的回波强度探测海底地质结构，实现海底地质分类，因而多波束系统是海洋矿物质调查的重要工具。

由于多波束对海底实施的是一种全覆盖式测量，所提取的信息不但反映了海底的地形地貌变化情况，而且还给出了水中浮游类动植物的信息，这一信息对于捕渔业是非常有用的。

4. 海洋科学研究

多波束对海底进行的大面积水下地形测量对于研究海底的地壳运动、火山爆发、海底地震和矿藏分布形成的地球物理现象是非常重要的。因为在从事这些科学研究中，除需要海洋重力、磁场和地震数据外，还需要在地壳断裂带、重力和磁力异常区域、断陷盆地、海底峡谷、水下山脊进行详细的水下地形测量。

5. 维护海洋权益

《联合国海洋法公约》规定了 12 海里的领海制度、200 海里的专属经济区制度、大陆架制度以及国际海底区域及其资源是全人类共同继承的财产的规定等，

使得海洋成为各国开发资源争夺权益的主战场。为此，利用多波束这样高效率的扫海勘察设备对于海洋边界的划分、专属经济区的调查、大陆架内的调查和维护我国的海洋权益将起到十分重要的作用（沈文周，2003）。

随着人类对海洋资源和环境开发研究活动的不断加强，人们对海底地形地貌的要求日益提高，传统的单波束测深技术由于测量效益和精度上的局限，已无法满足各种新生的需求。也正是在此背景下，代表当代海洋测量高新技术发展水平的多波束测深系统应运而生，并已在人类认识和开发海洋中扮演着越来越重要的角色。

多波束测深系统的诞生标志着海洋测深技术发生了根本性的变革（黄谟涛，2000）。不同于单波束测深仪，多波束测深系统是一种由多传感器组成的复杂系统，这种系统自 20 世纪 70 年代问世以来，一直以系统庞大、结构复杂、价格昂贵以及测量技术要求高而著称。20 多年来，伴随高性能计算机技术、高分辨率显示技术、高精度定位技术和各种数字化传感器以及其他相关高新技术的迅速发展，代表海洋地形地貌勘测最新技术的多波束测深技术不断变革，并获得了极大的发展。以 80 年代为起点，商业实用型多波束测深系统相继问世，各种新型的多波束系统不断涌现，并向着小型化、多功能、高精度、高集成、综合化和标准化方向发展（李家彪等，1999）。

近年来，多波束回声测深系统在我国海洋测量中逐渐受到重视，目前，已有许多单位引进了不同型号的多波束测深系统，然而，由于引进时间短，缺乏对系统的工作原理、数据处理理论及相关配套设备的深入研究，这在很大程度上限制了该系统的使用和优势的发挥。

随着计算机技术、信息产业和材料工艺等高技术的迅猛发展，国外对多波束技术的开发应用日益成熟；然而，国内对其设计原理、应用技术等方面的研究尚处于初级阶段，对该系统的应用仅限于掌握操作过程和利用系统随机软件进行简单的数据处理和图形绘制。个别海洋测量单位对多波束系统虽然进行了研究，但仅涉及作业规范、测线设置等操作使用方法，而对于深度和图像数据处理的深入研究却少有涉及。

根据海洋测量的需要，国际海道测量组织（IHO）已在 1994 年 9 月的摩纳哥会议上制定了新的海道测量标准 IHO S-44，并规定在高级别的水深测量中必须使用多波束全覆盖式测深技术。随着多波束应用范围的不断深入和扩展，其全覆盖式测量、高工作效率、密集采样、兼顾测深和侧扫声呐等特点被越来越多的用户所认同，人们对这种测深技术的要求也越来越高。为了满足这一要求，就仪器设备自身而言，多波束系统在未来的一段时间内将主要集中在仪器结构和性能两个方面。在仪器结构方面，将向更小的体积和重量、更高的集成度以及更灵

活的安装和维修方面发展。需要强调的是,多波束测深技术经过了30年,特别是近10年的发展,其仪器设备无论是结构设计还是观测精度,都已达到了相当成熟和相对稳定的阶段,不同类型仪器间的性能差异越来越小,目前在国际市场上,几乎所有的多波束测深系统的测量精度都能达到甚至超过IHO S-44标准。在这种新的形势下,当前特别值得重视和亟待研究解决的主要问题是多波束深度和图像数据的处理和管理(黄谟涛,2000)。

鉴于此,对多波束测深系统的测量原理、数据处理技术等进行深入的研究是十分迫切和必要的,这对于提高我国在系统的应用水平、研制和开发能力方面具有现实和长远的意义。

1.2 船载测深系统的发展历史

海洋深度测量是量测某一瞬时海面到海底沉积物表面间垂直距离的一项工作。按照测量时基于的载体不同,可分为船载、机载和星载测深系统。本书主要讨论船载测深技术及其系统的发展历史。船载测深系统按照频率和波束个数的不同,又分为单频单波束测深系统、双频测深系统和多波束测深系统。下面分别对这些系统的发展历史进行介绍。

1.2.1 *原始测深方法*

人类最早采用竹竿测量水深,后来发展为用一端带有重物的、标定刻度的绳索量测水深。当水深较大时,这些原始的水深量测方法要么显得无能为力,要么实施不方便和测量精度差。

15世纪中叶,尼古拉·库萨发明了一种简单的测深器,在中空的浮球上挂一重锤投入海中,重锤到达海底,自动脱落,空球便浮出海面,测量浮出海面的时间便可获得水深。一个世纪后,佩勒尔尼古拉·库萨对测深器作了改进,用瓷瓶代替空球,在瓶底开一个小孔,当瓶子沉入水中后,由于水压的作用,海水会进入瓶中,深度愈深,瓶内的进水愈多,根据进水的多少反算海水深度,这是水压式测深仪的开端。

随着海底调查工作的逐步开展,测深器也获得了迅速的发展。继布鲁可型测深器(1851年前后)之后,先后出现了锡格斯比型测深器和开尔文测深器。锡格斯比型测深器适用于深海测量;开尔文测深器是由英国开尔文勋爵于1874年发明的一种使用钢琴弦作为测深绳的测深器。1891年,英国电信公司推出了卢卡斯型测深器,其原理是:当绳索到达海底时,由于绳索着底,自身重量产生的向下力顿时消逝,使制动器突然发生效力,绳索立即停止下滑,准确测定水深。这样的测深器不仅在当时受到普遍的欢迎,而且至今还在广泛使用。这种绳索

式测深器的缺陷是工作效率低,受海浪和海流的影响大,特别是在深海区,其弊端显得尤为突出;另外,它仅能在一点或一条测线上测量,不能进行大面积勘测。

随着测深器的发展和可操作化的实现,人类可以在地图上标定海洋的深度。1872~1876年,英国"挑战者"号调查船在太平洋、大西洋、印度洋进行了492个站位的水深测量,这是世界上首次进行系统性的水深测量。"挑战者"号采用编制好的钢索作为测深工具,为了弄清钢索是否到达海底,他们在钢索上每隔100英尺做上标志,当钢索下降速度剧减时,表明已经到达海底。在水深大于6 000m时,该方法将产生30~50m的测深误差。

受测量设备和技术的制约,截至1895年,全世界小于2 000 m的测深记录仅有7 000个,超过2 000m的水深记录也只有550个。

1.2.2 常规测深系统

原始测深方法开创了人类测深的先河,但由于系统设计思想的不足和水上测量环境的特殊性,水上测量工作实施不仅费工、费时,且精度和效率低下。同时,由于水深点分布过于稀疏,所得的测深资料不可能用于海底地形图的编绘和海洋开发应用。

为了进一步发展海洋调查和勘查工作,迫切需要先进的测深手段和方法提供支撑。随着这种需要的应运而生,20世纪20年代出现了回声测深仪。它是利用水声换能器垂直向下发射和接收回波,并根据波束的往返时间以及声速确定水深。利用回声测深仪进行海底地形测量的技术称之为常规测深技术,它对人类认识海底世界起到了划时代的作用。

"回声测深"思想最早是由法国的阿拉果于1807年提出来的;1820年,法国物理学家尤丹特以铃声为声源,在马赛附近测得声速为1 500m/s;1854年,莫里采用爆炸作为声源进行了水深测量实验;1907年,费尔斯取得了回声测深专利,其原理是利用发射器发射声脉冲,声波从海底返回,根据声脉冲的往返时间得到水深;1911年,斯皮茨将发射信号和反射信号记录下来,然后采用机械的方法放大,以实现水深测量;1913年,美国科学家费森登申报了水下探测的多项专利,并自行研制了第一台回声测深仪。当时使用的是他自己设计的动圈式换能器,与空气中的动圈式扬声器相似,他用这种设备从船上发射1 000Hz的低频声波,接收海中目标的信号,并测量信号的往返时间,根据水中声波的传播速度计算出到达目标的距离。第一台回声测深仪在1914年成功地探测出3.2km外的冰山。

为了使回声测深仪在海底地形探测中发挥更大的作用,20世纪60年代中

期，丹麦皇家水道测量局曾将几个换能器安装在拖曳浮标上进行水深测量（小型拖曳式并联测深装置），以后经过多次改造，又研制出了用于沿海地区水深测量和扫海的大型拖曳式并联测深装置。该装置从 1971 年开始实验，1975 年提供使用。测量船拖曳 4 个安装着回声测深仪换能器的浮标，以 8 节的速度沿测线进行水深测量，浮标借助水下展开器和定深器随船向两边展开，连同安装在船底的换能器在内，共有 5 个换能器，按照一定间距同时测深，形成 5 条平行测深线，提高了测量效率，适合于宽阔海域的长距离水深测量。1977 年，加拿大水道测量局推出了利用三台回声测深仪改装的一套单船并联测深装置，用这种装置进行水深测量，实际上完成了所覆盖范围的扫海工作，使用效果良好。与此类似，后续又发展起来了四波束测深系统。四波束扫海测深仪工作时，1～4（CH_1～CH_4）通道的换能器以一定间隔依次有序地发射和接收声波，在记录器上则相应记下各波道的发射线及水底回波线。由于四波束扫海测深仪具有安装灵活、操作方便等优点，至今在各国航道、港口及近岸地区的大比例尺水下地形测量及障碍物探测中得到广泛应用。

回声测深仪的出现是海洋测深技术的一次飞跃，其优点是速度快、记录连续。有了回声测深仪，才有了今天真正意义上的海图。但传统测深仪有两大缺陷：其一，采样点间距过大，对海底信息的反映比较粗糙；其二，波束角较大，对微地形测量时，常引起较大的深度误差。尽管多台回声测深仪相对单台测量效率和测点密度有了提高，但其设备笨重、横向扫幅小，对海上自然条件要求高，影响了它的广泛应用。

显然，传统的回声测深技术已不能完全满足当今海洋调查和研究对海底地形地貌的精细描述要求。

1.2.3 多波束测深系统

20 世纪 70 年代出现的多波束测深系统是在回声测深仪的基础上发展起来的。多波束测深系统在与航迹垂直的平面内一次能够给出几十个甚至上百个深度，获得一条一定宽度的全覆盖水深条带，所以它能够精确快速地测出沿航线一定宽度范围内水下目标的大小、形状和高低变化，从而比较可靠地描绘出海底地形地貌的精细特征。与单波束回声测深仪相比，多波束测深系统具有测量范围大、速度快、精度和效率高、记录数字化和实时自动绘图等优点，将传统的测深技术从原来的点、线扩展到面，并进一步发展到立体测深和自动成图，使海底地形完成得又快又好。这使水深测量又经历了一场革命性的变革，深刻地改变了海洋学科领域的调查研究方式及最终的成果质量。

多波束系统的研制工作起源于 20 世纪 60 年代美国海军研究署资助的军事

研究项目。1962年,美国国家海洋调查局(NOAA)在Surveyor号上进行了新问世的窄波束回声测深仪(NBES)海上实验。第一套原始的多波束系统采用两个换能器阵列,长发射阵沿船的龙骨安装,波束发射角为2.66°×54°;接收阵列与船的龙骨垂直,产生16个20°×2.66°波束,接收信号来自于发射和接收波束的交织部分,形成16个2.66°×2.66°窄波束。早期系统采用垂直参考单元来稳定发射波束,并通过相邻两个波束的内差形成横摇和纵摇稳定的窄波束,数字化后,以海底剖面的形式显示在图形记录纸上。实验证明,NBES的测量精度远远高于单波束。

随着军事需求和计算机技术的不断发展,美国通用仪器公司认识到NBES系统可以进行宽幅度的水下地形测量。1976年,数字化计算机处理及控制硬件应用于多波束系统,从而产生了第一台多波束扫描测深系统,简称SeaBeam。该系统有16个波束,波束宽度为2.66°×2.66°,扇面开角为42.67°。系统还增加了一个微型计算机处理系统,同时处理16个纵横稳定的波束,并在软件中进行横摇改正。通过波束间的内插处理,还可以形成15个波束,声线弯曲改正后便获得了实测深度。SeaBeam的横向测量幅度约为水深的0.8倍,当水深为200m左右时,海底实际扫幅宽度约为150m;水深为5 000m左右时,扫幅宽度约为4 000m。SeaBeam的工作频率为12kHz,最大测深量程为11 000m。

进入20世纪80年代,美国海洋研究集团(NECOR)完善了SeaBeam在船上的数据采集、综合、处理和显示能力。尽管SeaBeam拥有强大的声呐系统,但缺少导航功能,为了实现海陆数据编绘和整理,先后将先进的计算机应用于多波束的数据提取、整理,使其能够为多任务、多用户提供足够的储存能力,数据处理速度也基本上满足了当时的野外测量需要。

20世纪80~90年代,先后出现了浅、中、深水多波束系统,其主要参数和性能指标见表1-1。

表1-1 **多波束系统及其主要技术指标**

生产厂家	型号	频率/kHz	波束	波束宽度	测深范围/m	扇面角	扫描宽度(倍水深)
L-3 Communications ELAC Nautik GmbH 公司	SeaBeam1185	180	126	1.5°×1.5°	1~300	153°	8
	SeaBeam1180	180	126	1.5°×1.5°	1~600	153°	7.4
	SeaBeam1055	50	126	1.5°×1.5°	10~1 500	153°	8
	SeaBeam1050	50	126	1.5°×1.5°	5~3 000	153°	7.4
	SeaBeam2120	20	149	1°×1°	50~8 000	150°	变化
	SeaBeam2122	12	149	1°×1°	50~11 000	150°	变化

续表

生产厂家	型号	频率/kHz	波束	波束宽度	测深范围/m	扇面角	扫描宽度(倍水深)
RESON 公司	SeaBat9001	455	60	1.5°×1.5°	1~140	90°	2~4
	SeaBat8101	240	101	1.5°×1.5°	1~300	150°	7.4
	SeaBat8111	100	101	1.5°×1.5°	3~700	150°	3.5
	SeaBat8124	200	40	3°×2°	1~400	120°	3.5
	SeaBat8125	455	240	0.5°×0.5°	1~120	120°	5
	SeaBat8150	12/24	可变	1°×1°~4°×4°	20~1 200	150°	4
	EM3000D	300	254	1.5°×1.5°	0.5~250	150°	10
	EM2000	200	87	1.5°×1.5°	1~250	130°	7.5
Kongsberg Simrad 公司	EM1002	95	111	2°×2°	2~1 000	150°	7.4
	EM300	30	135	1°×1°~2°×4°	5~5 000	150°	5
	EM120	12	191	1°×1°~2°×4°	20~11 000	150°	6
	AtlasFansweep 20	100/200	1440	1.2°×0.12°	1~600 0.5~300	160°	12

1.2.4 多波束测深系统的最新进展

从测深技术的发展来看，多波束测深技术尽管经历了短短30年的发展，但其研究和应用已达到了较高的水平，特别是近10年，随着电子、计算机、新材料和新工艺的广泛使用，多波束测深技术已经取得了突破性的进展（李家彪，1999；黄谟涛，2000）。主要表现为：

1. 全海深测量技术的发展

多波束是一种窄波束测深系统，受换能器结构设计、声脉冲信号处理的限制，波束角的大小与换能器的大小成反比，早期的多波束系统一般比较大，且测量扇面开角和扫海幅度均比较小，严重影响了多波束的测量效率。随着换能器设计结构的不断改进和信号处理技术的进一步完善，现有系统的扇面开角扩大到150°，波束增至120个，实现了真正意义上的全覆盖式测量。除此之外，系统可在深水（采用频率f为12~13kHz）、中深度（采用频率f为30~60kHz）和浅水（采用频率$f>95$kHz）中应用，实现了全海深测量。许多新型系统还采用了双频、变脉冲发射技术，达到了一机多用的效果。

2. 高精度测量技术的发展

根据测量扇面内波束传播距离的特点和单一底部检测的缺陷，许多厂家采用了振幅和相位联合检测技术，保证了测量扇面内波束测量精度的大体一致(张卫红等，1999)。为了保证中央波束和边缘波束分辨率的一致，一些厂家将等角和等面积发射模式应用于新型的多波束系统，使得中央波束脚印面积同边缘波束相近，测点间距基本一致，保证了成图质量。

动态海洋环境下的多波束测量因海况不稳可能导致在发射位置接收不到该方向的回波，为此，生产商研制和开发了定向发射和接收的新型系统，对船只的横摇作了方向性补偿。

波束脚印位置的计算过程称为声线改正，它需要声速断面作为支撑参数，且只能在后处理中进行，为了提高数据处理的自动化水平及测量成果的质量，新型的多波束系统使用声速探测器来自动采集海水声速资料，并进行声速及声线改正。

测量精度的提高还表现在新型材料的应用和抗噪声水平的提高方面。

3. 集成化与模块化技术的发展

多波束系统是计算机技术、导航定位技术以及数字化传感器技术等多种技术的高度组合。一个完整的多波束系统除了拥有结构复杂的多阵列发射接收换能器和用于信号控制与处理的电子单元外，还应该配备高精度的运动传感器、定位系统、声速断面和计算机软、硬件及相应的显示设备。因此，现代多波束测深产品实际上已经发展成为由声学系统、波束空间位置传感器子系统以及数据采集与处理系统组成的综合系统。多波束发射接收换能器、电子单元及实时采集与控制计算机构成多波束形成的核心部分；高精度的定位设备、运动传感器以及声速断面组成的波束空间位置传感器子系统是多波束系统必不可少的组成部分（李家彪，1999；黄谟涛，2000；周兴华，1998）。

4. 高分辨率测量技术的发展

根据表1-1，Atlas Fansweep 20、Submetric 2000 和 EchoScope 系列多波束系统是目前众多系统中分辨率较高的三种系统。以 Atlas Fansweep 20 为例，该系统既不是相干声呐，也不是传统意义上的多波束系统，而是一种具有相干特点的多波束系统。其换能器由许多声学单元组成，返回信号的振幅、传播时间和入射角都是该系统的观测参量，其中，回波信号的入射角是由位于换能器内部独立工作的相位测量单元通过相位漂移测量获得的。这种系统能够识别从不同方向返回的回波信号，并将它们区分出来，因此，特别适合具有复杂地形特征的海底测量。

由于波束形成时采用了相干法而不是束控法，故获得波束的个数远高于束

控法形成波束的多波束系统，且由于发射脉冲同时应用于侧扫成像，每次可提供多达4 096个侧扫成像数据，基本上等于高精度侧扫声呐的成像数据个数，使多波束测深发展成为名副其实的面测量技术。

1.2.5 我国的多波束测深系统

我国在多波束测深技术方面的研究起步较晚，直到20世纪80年代末，中国科学院声学研究所和天津海洋测绘研究所联合研制成861型多波束测深声呐实验样机（朱光文，1999），其工作频率为100kHz，波束数为25，波束宽度为3°×3°，扫海扇区开角为120°，最大工作深度为200m，要求航速小于5节。“八五”期间，多波束测深技术被列入国家重点攻关项目，1997年，哈尔滨工业大学水声研究所和天津海洋测绘研究所联合研制成功我国第一套也是迄今为止国产第一套实用性条带测深系统——H/HCS-017（陈非凡，1999）。该系统的原理性研究始于1993年，1996年完成工程样机的研制，1997年通过技术鉴定。其技术指标如表1-2所示。

表1-2　　**H/HCS-017条带式测深仪的主要技术指标**

工作频率	波束数	波束宽度	测深范围	扇区开角	扫描宽度
45kHz	48	2°×3°	10～1 000m	120°/90°	水深 $H=10\sim150$m，大于4倍深度；$H=150\sim1\ 000$m，大于2倍深度

根据表1-2，H/HCS-017同目前国外同类产品技术指标相比还存在着较大的差距。从整体上讲，我国在多波束测深技术的研究方面还远未进入成熟实用阶段，还未形成商品生产能力（朱光文，1999）。

1.3 多波束数据处理技术的现状和发展趋势

多波束测深系统与单波束测深系统在技术特点上存在两点差异，一是采用了窄波束，二是测量时在一个扇面内形成多个波束。这两点对于提高多波束系统的测量精度和效率起到了关键性作用，同时也带来了一些相关问题。

1.3.1 声速及其声线跟踪

声速的确定及其对声线的影响是多波束测深系统中研究和关注的重点。在多波束产生之前，已有多种声速经验模型提出，这为提高声呐测深精度和分析

深度数据提供了宝贵的理论依据。目前，声速经验模型比较多，最具代表性的有7种，然而这些模型均是在特定情况下的声速计算模型，就多波束而言，由于作业距离远，涉及海域的水文因素变化复杂，上述7种模型或因量程有限，或因彼此之间计算所得的声速差异较大，对波束脚印的归位计算带来了一定的困难，为此，寻求一种适合多波束的最优声速经验模型已成为目前多波束研究的首要课题。

声速可通过直接法和间接法两种渠道获得。间接法具有操作简单等特点，但在一些复杂海域，由经验模型获得的声速同实际声速存在着较大的差异，因此，一般的多波束系统均配备了声速断面测量系统来作为直接获取声速在海水中传播特性的工具。海流、水文因素的复杂变化以及声速断面采样站分布的不合理等均会带来较大的代表性误差，国内一些学者对声速断面测站的布置以及声速误差对深度的影响等方面进行了初步研究（丁继胜等，2000），这些对于改善野外声速断面的作业方式、提高成果精度是很有益的。

近年来，国内外一些学者正致力于建立海洋声速时空场的研究。为了有效地消除声速剖面站以“点”代“面”反映局域海洋声速空间变化对多波束声线改正的影响，许多学者希望基于已有的、实测的离散声速剖面资料，在特定水域建立一个与时间和空间相关的函数模型，即时空声速场，来较真实地反映该水域的声速变化，从而提高多波束的最终成果精度（赵建虎等，2006）。因而，局域精密时空声速场的建立是目前和未来多波束数据处理研究的又一个热点问题。

无论采用何种方法获得声速断面，最终目的是用于波束脚印位置的计算。海水的介质特性决定了声波在海水中传播为折线而非直线，为了得到波束脚印的准确位置，就需沿着波束的传播路径追踪声线，计算波束脚印相对船体的水平位移和深度，即声线跟踪。

声线跟踪法严格依赖声速剖面，又对声速在传播层内的变化特征进行了比较好的假设，因此，计算精度远远高于简单的三角法（即简单地认为声波在海水中为直线传播）。由于多波束原始观测数据量十分庞大，声线跟踪法虽然保证了声线跟踪的高精度，但耗时量也比较大，因此，在保证计算精度的情况下，各国学者正致力于如何提高声线跟踪快速简洁算法的研究。

1.3.2 多波束辅助参数的测定和滤波

多波束是一个由多传感器组成的复杂系统，最终测量成果的质量不但取决于多波束自身的测量数据质量，还取决于辅助传感器测量参数的精度，因此，开展诸如导航定位技术、声速改正技术、潮汐改正技术以及换能器吃水改正技

术等与多波束测深相关的专项技术研究，也是多波束数据处理未来面临的主要任务（黄谟涛，2000）。

导航定位目前采用全球定位系统（GPS），它可在比较复杂的海洋环境下为海洋测量设备提供比较准确的导航和定位数据。GPS 按照作业模式可分为绝对定位和相对定位，相对定位按照作用距离又可分为局域差分定位和广域差分定位。为了提高导航定位的精度，一般情况下多采用局域或广域差分定位模式。由于广域差分系统作用距离远，理论上定位精度不受作用距离的限制（刘经南等，2000），因此，非常适合多波束远距离作业的需求。受计算模型和其他方面因素的影响，现有的广域差分系统还没有像 Loran C 那样信号遍布全球，定位精度还没有达到理论的精度水平，因此，广域差分系统的完善问题是目前 GPS 用于海洋导航的主要研究课题。

GPS 技术的另一个发展方向是提高 GPS 的测量精度，并用于精密工程测量。随着 GPS 载波相位测量技术的日益成熟，人们对 GPS 的重视不再局限于高精度的平面定位，厘米级的高程定位精度使得 GPS 替代传统测量方式成为可能。在海洋测量方面，GPS 载波相位定位技术用于船姿、潮位以及衍生出来的无验潮模式下的水下地形测量均说明了这点。

在 GPS 测姿方面，国外的研究表明，GPS 可以确定高精度的姿态参数，但仅涉及航向角、横摇和纵摇方面；国内还未发现 GPS 用于船姿测量的文献，但利用 GPS 确定飞机姿态的文献却比较多，这些为船体姿态的确定奠定了理论基础。

GPS 在海洋测绘中的另一个应用是 GPS 验潮，利用载波相位测量技术确定潮位的瞬时变化，再对其进行 Kalman 滤波，便可获得最终的潮位。文献表明，一般情况下，GPS 架设在岸边的验潮井上，距离基准站较近，可获得理想的潮位测量精度，但对于不能架设验潮站和测量水域超出验潮站作用范围的情况，还未发现解决问题的相关文献，因此，它也成为 GPS 验潮的一个研究方向。

GPS 姿态测量和潮位测量的可行性也表明了无验潮模式下的水下地形测量技术是可行的。国内外文献均表明，在海况比较好的情况下，利用 GPS 载波相位测量技术进行水下地形测量可以替代传统模式下的水下地形测量。无验潮模式下的水下地形测量省略了潮位观测，减少了野外工作量；由于直接得到海底点高程，因而也减少了内业数据处理的工作量。相对传统作业方式，这种作业方式可以说是一项很大的变革，但受海况条件的制约，仅能应用于江河、湖泊水域的测量。对于海上作业，无验潮模式下的水下地形测量方法还需要进一步完善。

船位、船姿和潮位是多波束系统的重要辅助参数，其数据质量直接影响着数据处理的最终成果。因此，辅助参数的平滑滤波问题成为动态数据处理中的又一个研究方向。

1.3.3 深度数据滤波

测量过程中白噪声和海况的影响以及参数设置的不合理等都将会导致测量数据中出现假信号，形成虚假地形，从而使绘制的海底地形图与实际地形存在差异。为了提高测量成果的可靠性，必须消除这些假信号，因此，需不失时机地展开测深异常数据的定位研究，对数据进行必要的编辑，剔除假信号，为后处理成图做好准备（黄谟涛，2000）。

深度测量误差不仅包含粗差和随机误差，还包含了系统误差，在某些情况下，系统误差的影响还相当显著（黄谟涛，1999）。这主要是由于实际测量中声速断面的测量误差和代表性误差、姿态测量误差等在深度测量中的系统性表现和仪器设备自身的系统性影响造成的。

多波束作业是一种动态环境下的数据采集，采样点均是独立和惟一的。因此，深度数据的质量评估不可能像传统方法那样，而要采用特殊的滤波方法。深度数据滤波通常采用门限法和滑动平均法，这对于显著粗差的检测是非常有效的。随着抗差理论的逐步完善，基于 M 估计的抗差滤波法也应用到了测深数据滤波中（黄谟涛，1999），这为粗差的快速定位提供了可能。

目前，系统误差多通过提高声速断面的测量精度和减少声速断面的代表性误差来削弱，但由于海况的复杂多变，系统误差还是被带进了测深数据中。航空摄影测量中的条带匹配思想也被应用于削弱系统误差（朱庆，1998），但由于模型参量与估计参量之间的相关性不是很强，其削弱系统误差的效果值得怀疑，同时，这种方法仅利用几何方法消除了条带重叠区内深度数据的不匹配现象，重叠区外的深度数据尚未顾及。

非参数（半参数）法消除系统误差的方法已经得到了很大的发展，它为从机理上消除系统误差提供了可能。非参数（半参数）法数据处理的难点在于确定系统误差的组成以及各组成成分在总系统误差中所占的份额，因此，对多波束系统中各误差源进行全面分析，利用半参数（非参数）法彻底消除系统误差对深度的影响，将成为深度数据滤波中研究的热门课题。

1.3.4 图像处理

回波强度是多波束系统中又一个重要的测量参数，由于数据量庞大，国内许多用户很少采集这方面的数据，对其图像的研究也少有文献。其实，多波束

声呐图像与遥感图像、雷达图像等除形成机理存在差异外，图像的处理思想基本相同。多波束图像由于形成机理、环境噪声等与其他图像还存在着很大的差异，因此，在现有的图像处理方法中，研究适合多波束图像处理的最优方法是数据处理研究中的一个重要问题。

1.3.5 多波束数字信息与侧扫声呐图像信息的融合

21 世纪，数字技术突飞猛进，数字地球的研究已成为信息科学发展的重要方面。为了实现对海底全面准确的认识，将清晰的图像信息和精确的数字信息引入海洋成为必然。

同多波束系统一样，侧扫声呐也可对海底进行全覆盖式测量。两套设备的应用对实现海底地形地貌的认识起着重要的作用。

多波束系统既可获得高密度、高精度的测点位置信息，又可获得海底图像信息，但由于分辨率的限制，一般情况下成像质量较差；而侧扫声呐则以成像为主，可获得高分辨率的海底影像，但仅能给出描述海底地物的概略位置。

多波束能够给出海底地物的位置、大小等定量分析数据，但在对海底的定性分析方面还存在不足；而侧扫声呐则可根据图像的明暗程度反演海底地质组成，并在此基础上进行底质分类和定性分析，但却难以利用概略的位置信息进行精确的量化分析。由此可见，二者具有很强的互补性，如能将二者信息进行融合，对于海底进行定性、定量分析和全面、详尽的解释，则是一件十分现实和有意义的事情。

就国内外的参考文献来看，尚未发现有关二者融合的相关资料，其原因主要是：①侧扫声呐图像的量化问题；②侧扫声呐的精确导航问题；③两套设备在线测量数据的有效性问题。由于图像测量数据量十分庞大，原有的侧扫声呐设备仅能输出图像并随机打印在图纸上，若对图纸进行量化，势必会造成精度损失或图像失真。现有的侧扫声呐解决了数据的存储问题，因而可以直接得到量化后的图像数据。由于现代侧扫声呐系统还配备了超短基线定位系统，换能器位置的确定精度可达米级，高可靠性的多波束系统和侧扫声呐系统基本上保证了在线观测数据的连续性和可靠性，因而两套数据的融合时机已经成熟。

1.4 本书的结构体系

本书研究的主要目的在于改善多波束野外作业模式，将 GPS 载波相位测量技术充分应用于多波束野外数据采集中，提高测量数据的质量，实现作业的全自动化；并根据多波束各个数据采集单元的工作原理和特点，对数据进行滤波处理，保证数据质量的可靠。此外，采用图像匹配技术实现多波束的数字信

息与侧扫声呐的图像信息融合，对海底进行定性、定量分析和详尽的解释。具体研究内容包括：

（1）对多波束系统的发展历史和最新进展进行全面的总结，并从声学角度对多波束系统的工作原理进行剖析，简要介绍数据处理的一般过程。

（2）结合目前公认的七种声速经验模型，通过比较分析，确定出在不同深度、温度、盐度情况下适用于多波束系统测量和计算的最优声速经验模型。

（3）研究建立局域时空声速场的方法。

（4）系统地分析了各种声线改正模型的优缺点，提出满足精度要求、简单方便的声线改正模型，并进行验证分析。

（5）研究利用 GPS 载波相位定位技术对船姿的测定方法，并探讨姿态对波束脚印坐标影响的补偿算法，分析利用 GPS 替代昂贵姿态传感器进行姿态测量的可行性。

（6）研究利用 GPS 载波相位测量技术实现短距离范围内水上潮位测量，并分析 GPS 验潮取代传统验潮方法的可行性。

（7）在短距离范围内，利用 GPS 载波相位测量技术研究在无潮位观测数据的情况下直接给出测点高程的测量思想和算法。

（8）基于无验潮模式下水下地形测量思想，研究 GPS 高程和 Heave 的融合方法，并进行实践验证和分析，为多波束系统提供高精度的瞬时垂直基准，为高质量的海底点三维坐标的确定提供保证。

（9）研究自适应 Kalman 滤波技术，并将之应用于船位、姿态和潮位数据滤波中，保证了辅助参数数据的质量。

（10）对深度数据的误差来源和现有的滤波模型进行系统分析，研究适合削弱多波束系统深度误差的方法。

（11）根据多波束作业流程，结合声能方程，对波束在传播过程中造成能量损失的可能原因进行了系统分析，并研究了相应的补偿模型。

（12）根据数字图像处理理论，结合多波束的成像特点，研究适合多波束声呐图像处理的理论和方法，并将这些研究方法应用于实际中。

（13）在分析多波束系统和侧扫声呐系统测量原理及成果特点的基础上，认为二者的测量成果具有很强的互补性，在此基础上探讨了实现二者融合的方法，并研究了将融合后的信息用于海底地形地貌定性和定量分析的方法。

1.5 本章小结

本章全面分析了声呐测深系统的发展历史、多波束系统的最新进展及数据处理技术的现状和发展趋势，并在分析国内外相关文献的基础上，提出了本书研

究的目的和内容。这些研究内容主要包括:①适合多波束的最优声速经验模型的确定;②声线改正模型的优化;③对 GPS 用于船姿、潮位和无验潮模式下水下地形测量方法进行探讨;④研究定位、定姿、验潮和无验潮模式下水深数据的滤波方法;⑤研究深度数据的滤波方法;⑥探讨图像形成机理;⑦研究适合多波束声呐图像的处理方法;⑧探讨多波束数字信息和侧扫声呐图像信息的融合技术及其应用。其中,①~⑤研究测深方法及测深数据处理方法;⑥~⑦研究声呐图像的获取方法及图像处理;⑧研究测深数据和图像数据的融合方法。

参考文献

[1] 李家彪. 多波束勘测原理技术与方法 [M]. 北京: 海洋出版社, 1999.

[2] 刘经南, 赵建虎. 多波束测深系统的现状及发展趋势 [J]. 海洋测绘, 2002, 22 (5): 5-8.

[3] 金翔龙. 海洋地球物理技术的发展 [J]. 东华理工学院学报, 2004, 27 (1): 5-13.

[4] 朱庆, 李德仁. 多波束测深数据的误差分析与处理 [J]. 武汉测绘科技大学学报, 1998, 23 (1): 43-46.

[5] 陈非凡. 多波束条带测深仪的动态测量误差评估 [J]. 海洋技术, 1999, 18 (1): 41-45.

[6] 黄谟涛, 翟国君, 王瑞, 等. 海洋测量异常数据的检测 [J]. 测绘学报, 1999, 28 (3): 269-277.

[7] 沈文周. 海域划界技术方法 [M]. 北京: 海洋出版社, 2003.

[8] 丁继盛, 张卫红. 声速断面对多波束测深误差的影响 [J]. 海洋测绘, 1998 (3): 15-19.

[9] 周丰年, 赵建虎. 多波束最优声速公式的确定 [J]. 台湾海峡, 2001 (4): 1-9.

[10] 陶春辉, 金翔龙, 许枫, 等. 海底声学底质分类技术的研究现状与前景 [J]. 东海海洋, 2004, 22 (3): 29-34.

[11] 黄谟涛, 翟国君, 欧阳永忠, 等. 多波束测深技术研究进展与展望 [J]. 海洋测绘, 2001, 21 (3): 2-7.

[12] 朱光文. 我国海洋探测技术五十年发展的回顾与展望 [J]. 海洋技术, 1999, 18 (3): 1-13.

[13] 吴自银, 金翔龙, 高金耀, 等. 地形地貌多源数据综合成图关键技术 [J]. 海洋学报, 2003, 25 (增刊1): 143-148.

[14] 赵建虎. 多波束测深及图像数据处理方法研究 [D]. 武汉: 武汉大学,

2002.

[15] Mayer L. Shallow Water Multibeam Sonar Historical Overview and Modern Requirement [C] . Ocean Mapping Group, University of New Brunswick, Canada, 1996.

[16] Kongsberg Simrad Company. Kongsberg Simrad EM 950 Multibeam Echo Sounder Operator Manual. Kongsberg Simrad Company, 1999: 1-10.

[17] Simrad EM 3000 Multibeam Echo Sounder Base Version. Kongsberg Simrad, 1999: 20-50.

[18] Hughes Clarke J E. A Comparison of Swath Sonar Systems Demonstrated at the 1997 US/Canada Hydrographic Commission Coastal Multibeam Surveying Course [C] . Ocean Mapping Group, Dept of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Canada, 1997.

[19] de Moustier C. Signal Processing for Swith Bathymetry and Concurrent Seafloor Acoustic Imaging. Canadian Government, 1993: 329-354.

[20] Geng Xueyi, Zielinski A. Precise Multibeam Asoustic Bathymetry [J]. Marine Geodsy, 1999 (22): 157-167.

[21] de Mostier C, Lonsdale P F, Shor A N. Simultaneous Operation of the Sea Baem Multibeam Echo-Sounder and the SeaMARC Ⅱ Bathymetric Sidescan Sonar System [J] . IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1990, 15 (2): 84-94.

第2章　多波束系统的工作原理

2.1　多波束系统的组成

多波束系统是由多个子系统组成的复杂系统。对于不同的多波束系统，虽然单元组成不同，但大体上可将系统分为多波束声学系统（MBES）、多波束数据采集系统（MCS）、数据处理系统、外围辅助传感器和成果输出系统。图2-1给出了 Simrad EM950/1000 多波束系统的单元组成。

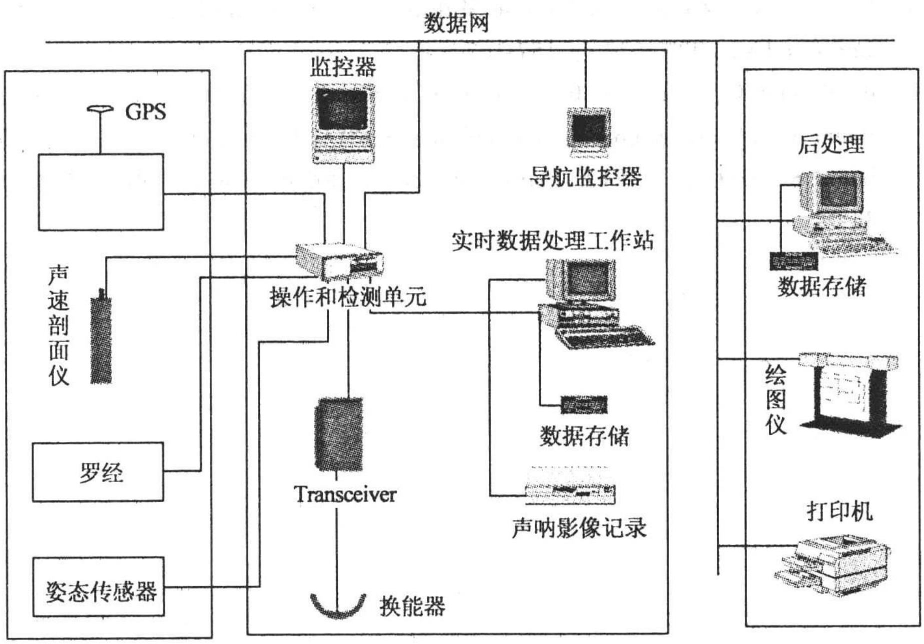


图2-1　Simrad EM950/1000 多波束声呐系统的组成单元

换能器为多波束的声学系统，负责波束的发射和接收。常用的换能器有三种：磁致伸缩型换能器、压电单晶型换能器和铁电陶瓷型换能器。20世纪50年

代以前，声呐换能器多采用前两种类型;60 年代以来，广泛采用铁电陶瓷型。大部分多元声呐基阵都采用纵向振子基元，这是一种单端活塞式辐射器。这种基元适用于数千赫至数百千赫的频带，为现代多用途声呐所采用，不仅用于发射，也用于接收。频率低于 1 000Hz 的发射基元不宜采用这种纵向振子，可采用弯曲振动换能器。

换能器基阵是由多个换能器基元组成的，其目的是产生一定的方向性，多波束测深系统基本采用这种基阵换能器。发射基阵可以使声能集中，而接收基阵可以抑制干扰。常用的基阵换能器大多为圆柱形或环形。圆柱形基阵在水平面内用电子电路提供均匀的辐射，而环形基阵则在各个方向上都提供均匀的辐射。多波束换能器基阵尺寸一般在数十厘米至数米，其对应的工作频率为数十千赫至数千千赫。除了圆柱形基阵和环形基阵外，多波束换能器还采用平面阵或共形阵。为了减少水动力湍流附面层噪声，基阵多装在导流罩中。

多波束数据采集系统完成波束的形成和将接收到的声波信号转换为数字信号，并反算其测量距离或记录其往返程时间。通常，多波束数据采集系统包括用于底部波束检测的操作和检测单元、用于实时数据处理的工作站、数据存储器、声呐影像记录单元以及导航和显示单元。操作和检测单元主要完成波束的发送、接收以及有效波束的获取，是多波束测量的基本单元，也是测量成果质量控制的第一环节。数据存储器、声呐影像记录单元主要完成各种多波束测量数据的收集和记录工作，包括外围辅助设备的测量数据。导航单元主要确保测量船沿着设计航线完成数据的采集。显示单元是根据实测的多波束每 Ping 的测量数据，通过简单的一级近似计算，显示每 Ping 测量断面的波束情况，是监测实时测量成果、根据实际情况适时调整测量参数、确保数据采集质量的一个重要环节。

外围设备主要包括定位传感器、姿态传感器（如姿态仪）、声速断面仪和电罗经。定位传感器多采用 GPS，主要用于多波束测量时的实时导航和定位，定位数据将形成单独的文件，以及用于后续多波束的数据处理。姿态传感器（motion reference unit，MRU）主要负责纵摇（pitch）、横摇（roll）以及涌浪（heave）参数的采集，以反映实时的船体姿态变换，用于后续的波束姿态补偿。电罗经主要提供船体在地理坐标系下的航向（heading），以用于后续的波束归位计算（即将相对船体坐标系下的声线跟踪结果转换到地理坐标系下）。声速剖面仪用于获取测量水域声速的空间变换结构，即声速剖面（sound velocity profile，SVP）。声速剖面测量在多波束测量中是一项非常关键的工作，它直接影响着最终测量成果的精度。

成果输出系统包括数据的后处理以及最终成果的输出。综合各类外业测量

数据，通过专用的数据处理软件对这些数据进行处理，最终获得各有效波束海底投射点（或波束脚印 footprint）在地理坐标系和指定垂直基准下的三维坐标以及回波散射强度图像，最终形成描述海底地形地貌的各类产品，并输出相应的图形或图像。

2.2 多波束系统的声学原理

为了对多波束测深系统有一个全面的认识，下面根据声学理论阐述其测量原理。

2.2.1 相长干涉和相消干涉以及换能器的指向性

一个单波束在水中发射后，波束是球形等幅度传播，所以方向上的声能相等，这种均匀传播称为等方向性传播（isotropic expansion），发射阵也叫等方向性源（isotropic source）。例如，一个小石头扔进池塘时，便形成了如图 2-2 所示的波形。显然，这种声波没有方向性，不能区分来自不同方向同距离的目标，因此测深时不能采用这种波束。发射基阵可以产生预定方向上的声波，下面简述其形成原理。

如果两个相邻的发射器发射相同的等方向性的声信号，声波图将互相重叠和干涉，如图 2-3 所示。两个波峰或者两个波谷之间的叠加会增强波的能量，波峰与波谷的叠加正好互相抵消，能量为零。一般地，相长干涉发生在距离每个发射器相等的点或者整波长处，而相消干涉发生在相距发射器半波长或者整波长加半波长处。显然，水听器需要放置在相长干涉处。

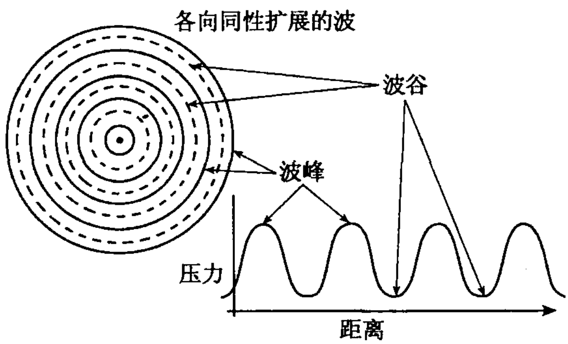


图 2-2 波的等方向性传播

对于一个典型的声呐系统，其基阵的间距 d（图 2-3 中 1、2 点的距离）等于

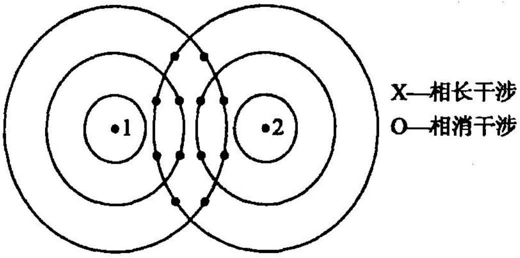


图 2-3　相长干涉和相消干涉

λ/2（半波长），则相长干涉和相消干涉发生时的点位处于最有利的角度（点位与基阵中心的连线与水平线的夹角），相长干涉发生在 $\theta=0°$和 180°处，相消干涉发生在 $\theta=90°$和 270°处，如图 2-4 所示。

图 2-5 是两个发射器间距 λ/2 时的波束指向性图（beam pattern），左边为平面图，右边为三维图，从图上可以清楚地看到能量的分布，不同的角度有不同的能量，这就是波束的指向性（directivity）。如果一个发射阵的能量分布在狭窄的角度中，就称该系统指向性高。真正的发射阵由多个发射器组成，有直线阵和圆形阵等。这里只讨论离散直线阵，其他阵列可以类似地推导出。如图 2-6 所示，根据两个发射器的基阵可以推导出多个发射器组成的直线阵的波束图。

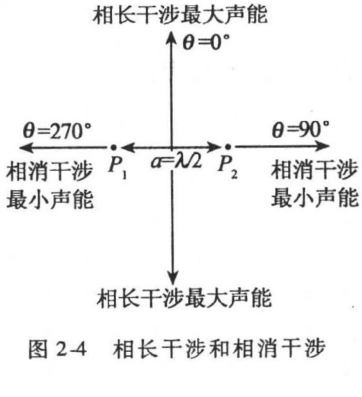


图 2-4　相长干涉和相消干涉

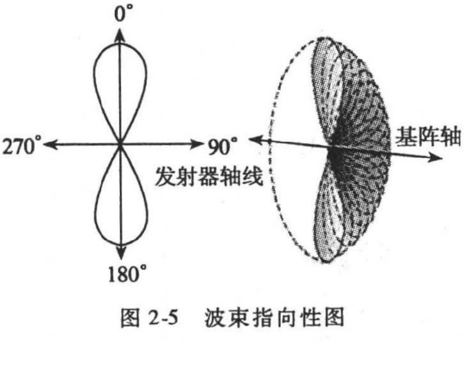


图 2-5　波束指向性图

图 2-6 中，能量最大的波束称为主瓣，侧边的一些小瓣称为旁瓣，也是相长干涉的地方，引起了能量的泄漏。旁瓣还可能引起回波，对主瓣的回波产生干扰。旁瓣是不可避免的，可以通过加权的方法降低旁瓣的水平，但是加权后，旁瓣水平值降低了，波束却展宽了。主瓣的中心轴叫最大响应轴（maximum response axis，MRA），主瓣半功率处（相对于主瓣能量的 －3 dB）相对于发射基阵

中心的角度就是波束角。发射器越多，基阵越长，则波束角越小，指向性就越高。

设基阵的长度为 D，则波束角 θ 为：

$$\theta = 50.6\lambda/D \tag{2-1}$$

从上式可以看出，减小波长或者增大基阵的长度都可以提高波束的指向性。但是，基阵的长度不可能无限增大，而波长越小，在水中衰减得越快，所以指向性不可能无限提高。

下面以多波束中的直线阵列换能器为例，说明基线阵列的指向性以及声强特征。

定义直线阵列（图 2-7）的微分单元为 $\mathrm{d}x$，输出响应为 A/L（A 为振幅），则微分单元 $\mathrm{d}x$ 的输出响应 $\mathrm{d}v$ 和相位延迟 φ 分别为：

$$\mathrm{d}v = \frac{A}{L}\mathrm{d}x$$

$$\varphi = \frac{A}{L}\mathrm{e}^{j\frac{2\pi}{\lambda}x\sin\theta}\mathrm{d}x \tag{2-2}$$

直线阵列的输出响应和归一化后的指向性 $R(\theta)$ 为：

$$V = \int_{-L/2}^{L/2}\mathrm{d}v = A\left[\sin\frac{\pi L}{\lambda}\sin\theta\Big/\left(\frac{\pi L}{\lambda}\sin\theta\right)\right]$$

$$R(\theta) = \left[\sin\left(\frac{\pi L}{\lambda}\sin\theta\right)\Big/\left(\frac{\pi L}{\lambda}\sin\theta\right)\right]^2 = \mathrm{sinc}^2(Lv) \tag{2-3}$$

式中，$v = \frac{\pi L}{\lambda}\sin\theta$；$\lambda$ 为波长；c 为声速。

与此类似，可推导出曲线阵列（图 2-8）的指向性 $R(\theta)$ 为：

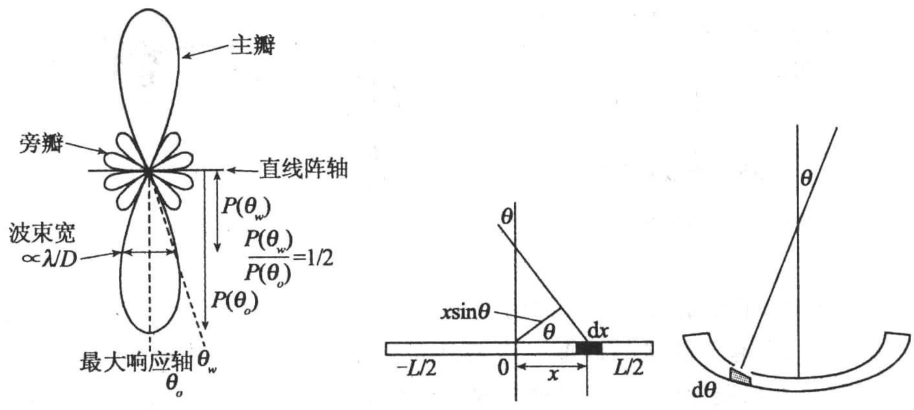


图 2-6　多基元线性基阵的波束图　　图 2-7　连续直线阵列　　图 2-8　连续曲线阵列

$$R(\theta) = \left[2J_1\left(\frac{\pi D}{\lambda}\sin\theta\right)\Big/\left(\frac{\pi D}{\lambda}\sin\theta\right)\right]^2 \tag{2-4}$$

式中，D 为曲面阵列的曲面半径；$J_1\left(\frac{\pi D}{\lambda}\sin\theta\right)$ 为一阶 Bezier 函数。

确定了波束的指向性 $R(\theta)$ 后，便可根据波束的设计宽度来确定换能器的尺寸。

发射和接收波束一般均包括主叶瓣、侧叶瓣和背叶瓣，其中侧叶瓣和背叶瓣的测量内容属于干扰信息，必须控制在一定的范围内，如 -30dB，主叶瓣是波束能量比较集中的部分，其测量信息比较真实地反映了实测内容。

若求解主叶瓣的波束宽度，则根据以下公式进行计算：

$$\mathrm{sinc}^2(Lv) = 1/2$$

$$Lv = 1.4 \tag{2-5}$$

若波束指向性定义为 -30dB，则波束宽度 θ_{bW} 为：

$$\theta_{bW} = 2\arcsin\left((1.4\frac{\lambda}{\pi L}\right) \tag{2-6}$$

若 $L >> 2\lambda$，则

$$\theta_{bW} = 0.89\frac{\lambda}{L}(\mathrm{rad})$$

波束宽度 θ_{bW} 和波长 λ 设定后，换能器的尺寸 L 为：

$$L = 0.89\frac{\lambda}{\theta_{bW}} \tag{2-7}$$

对于发射换能器而言，波束的指向性是一个重要参数，它可通过聚集系数 d（反映能量的聚集程度）来获得。根据聚集系数的定义，它可表示为：

$$d = \frac{I_0}{I}, I = \frac{W_a}{4\pi R^2} \tag{2-8}$$

其中，I_0 代表距离 R 处的轴向声强；I 代表同一距离处的无指向声强；W_a 为发射声功率。$R = 1\mathrm{m}$ 时，轴向声强和指向性声强的表达式和关系为：

$$I = \frac{W_a \times 10^{-4}}{4\pi} \tag{2-9}$$

$$I_0 = dI$$

轴向声强还可表示为：

$$I_0 = \frac{P_0^2}{\rho_C} \times 10^{-17} \tag{2-10}$$

式中：ρ 为海水密度；ρ_C 为海水抗阻；P_0 代表声压（μPa）。

将 ρ_C 带入式（2-10）并考虑式（2-9），则声压平方 P_0^2 可表示为：

$$P_0^2 = 1.22 \times 10^{17} W_a d \tag{2-11}$$

则轴向声强和指向性指数的分贝(dB)表达式为:

$$SL = 20\lg P_0 = 171 + 10\lg W_a + DI_T$$
$$DI_T = 10\lg d \tag{2-12}$$

对于接收换能器而言,灵敏度 r 是反映其接收性能的一个重要技术参数,其表达式为:

$$r = \frac{u}{P} \qquad (\mu V/\mu Pa) \tag{2-13}$$

式中,u 为接收换能器的输出电压(μV);P 为其输入声压(μPa)。

2.2.2 换能器基阵的束控

换能器基阵发射或接收的波束信号不仅包括主叶瓣,而且包括侧叶瓣和背叶瓣信号(图 2-9),为了获得有效的测量信息,减少扰动信号的影响,在实际测量过程中,要尽可能将发射和接收信号的能量聚集在主叶瓣,对侧叶瓣和背叶瓣的信号进行抑制,这便是换能器基阵的束控。

基阵束控通常采用相位加权和幅度加权两种方法。相位加权是利用基元间距的不同排列来改变基元相位响应,而幅度加权则通过控制基阵中各基元的灵敏度响应实现束控。对于幅度加权而言,只要保证基阵灵敏度分布中间大、两边逐渐减小,就能使侧叶瓣有不同程度的降低。

下面通过幅度加权来介绍束控的具体过程。根据式(2-2),直线阵列的输出响应为:

$$V = \int_{-L/2}^{L/2} \frac{A(x)}{L} e^{j\frac{2\pi x}{\lambda}\sin\theta} dx \tag{2-14}$$

式中,$A(x)$ 为幅度加权函数。式(2-14)的傅立叶形式为:

$$V(u) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\pi}^{\pi} A(p)\, e^{jup} dp$$
$$u = \frac{L}{\lambda}\sin\theta \tag{2-15}$$
$$p = \frac{2\pi x}{L}(-L/2 < x < L/2)$$

上式说明基阵的输出响应实际上等于对幅度加权函数 $A(p)$ 的傅立叶变换,该变换虽然会使侧叶瓣幅度压低,但主叶瓣的输出响应幅值也有不同程度的下降,主波束的宽度也会展宽。为了克服这一缺陷,可考虑应用幅度加权函数后的指向性函数式(2-16),确定加权函数及其与输出响应的关系,

$$R(\theta) = \left(\frac{\int_{-L/2}^{L/2} A(x)\, e^{j\frac{2\pi x}{L}\sin\theta} dx}{\int_{-L/2}^{L/2} A(x)\, dx} \right)^2 \qquad (2\text{-}16)$$

可以证明，输出响应和加权函数的关系可归结为：

$$V(u) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} A(p)\, e^{jup} dp \qquad (2\text{-}17)$$

$$A(p) = \int_{-\infty}^{\infty} V(u)\, e^{-jup} du \qquad (2\text{-}18)$$

当已知指向性时，通过式(2-18)可获得加权函数，同样，根据式(2-17)和加权函数也可获得输出响应。

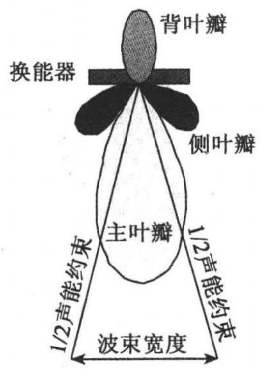


图 2-9　波束束控及波束宽度

幅度加权通常采用的方法是对幅度进行三角加权、余弦加权和高斯加权。实践证明，高斯加权是比较理想的加权函数（秦臻，1984）。为了保证幅度加权时主叶瓣的幅值不发生变化，则需要适当地加长基阵长度。数学上可以证明，对三角加权的情况，基阵长度应为 $2L$，余弦加权基阵长度为 $\pi L/2$，余弦平方加权基阵长度应该为 $2L$，高斯加权基阵长度应该为 $3\lambda/2\pi\sin\theta$。

2.2.3　波束的形成

根据基阵形成波束的特点，当线性阵列的方向在 $\theta_0 = 0$ 时，由于各个方向基元接收到的声信号具有相同的相位，因而输出响应最大。但要在其他方向形成波束，则需要引入时延，确保各基元的输出仍能满足同向叠加要求，获得最大的输出响应。

根据图 2-10，当阵列由 N 个基元组成时，平面波束从 θ 方向入射到波阵面时，第 $i-1$ 个基元收到的信号比第 i 个基元在空间距离上（声程）多经历了 $l\sin\theta$，声速为 C 时，延时量为：

$$\tau = \frac{l\sin\theta}{C} \qquad (2\text{-}19)$$

以第 $N-1$ 个基元为参数基准，则第 i 个基元相对于第 $N-1$ 个基元的声程为：

$$S_i = (N-1-i)\, l\sin\theta \qquad (2\text{-}20)$$

由此产生的时延 τ'_i 为：

$$\tau'_i = \frac{S_i}{C} = \frac{(N-1-i)}{C} l\sin\theta \qquad (2\text{-}21)$$

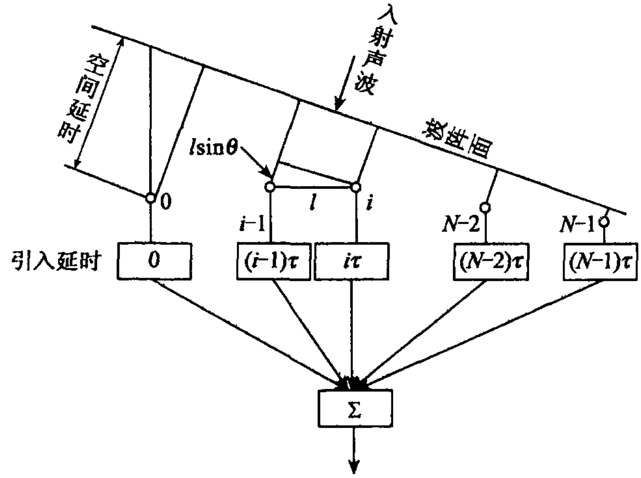


图 2-10　线性阵列波束形成原理图

为了控制线性基阵在 θ_0 方向形成波束，需要引入延时 $\tau''_i = i\dfrac{l}{C}\sin\theta_0 = i\tau$，则总延时 τ_i 为：

$$\tau_i = \tau'_i + \tau''_i \tag{2-22}$$

当 $\theta = \theta_0$ 时，总延时量 τ 为：

$$\tau = \frac{(N-1)l\sin\theta}{C} \tag{2-23}$$

可见，总延时量 τ 与 i 的大小无关，这意味着沿 θ_0 方向入射的声信号经延时处理后，经波阵面同时到达不同的基元，因而声信号相加后必然出现最大的声响应，这种波束形成的方法称为时间域波束形成。

除此之外，还可在频率域通过快速傅立叶变换形成波束，即所谓的 FFT 波束形成。FFT 波束形成实际上是基于对相位的运算，前已提到，线性阵列的波束输出响应为：

$$V = \sum_{i=0}^{N-1} V_i \mathrm{e}^{-j\varphi_{i(k)}}, \varphi_i = \frac{i2\pi l}{\lambda}\sin\theta_0 \tag{2-24}$$

式中，φ_i 为第 i 个基元引入的相位延时；V_i 为第 i 个基元的复电压。设 $\theta_0(k)$ 为第 k 个波束的空间方位角，则第 k 个波束的输出响应为：

$$V(k) = \sum_{i=0}^{N-1} V_i \mathrm{e}^{-j\varphi_{i(k)}} = \sum_{i=0}^{N-1} V_i \mathrm{e}^{-ji\Delta\varphi_{i(k)}} \tag{2-25}$$

$$\Delta\varphi_i(k) = \frac{2\pi l}{\lambda}\sin\theta_0(k) = \frac{2\pi}{N}k, 0 \leqslant k \leqslant \frac{Nl}{\lambda}$$

则
$$\theta_0(k) = \arcsin(k\lambda/Nl)$$

第 k 个波束的输出响应表达式为：

$$V(k) = \sum_{i=0}^{N-1} V_i e^{-ji\frac{2\pi}{N}k} \tag{2-26}$$

上式为基元复电压 V_i 的 FFT 变化在 $\theta_0(k)$ 方向上形成的第 k 个波束，则 V_i 的 FFT 变化为：

$$V_i = V_i(P\Omega) \sum_{i=0}^{N_S-1} V_i(nT) e^{-i\frac{2\pi}{N_S T}np} \tag{2-27a}$$

$$n = \frac{2\pi}{N_S T} = 2\pi f_S/N_S = 2\pi\Omega \tag{2-27b}$$

其中，Ω 称为频率分辨率；N_S 为单位时间内的采样数；f_S 为输入采样频率。

为了减少侧瓣，通常采用幅度加权压制方法，结合式(2-15)的离散傅立叶形式和式(2-25)，设幅度加权系数为 W_i，则

$$\begin{aligned} V(k) &= \sum_{i=0}^{N-1} V_i W_i e^{-j\varphi_i(k)} \\ &= \sum_{i=0}^{N-1} [V_i W_i \cos\varphi_i(k) + V_i W_i \sin\varphi_i(k) e^{-j\pi/2}] \\ &= \sum_{i=0}^{N-1} [R_{e_i}(k) + R_{S_i}(k) e^{-j\pi/2}] \end{aligned} \tag{2-28}$$

$$R_{e_i}(k) = V_i W_i \cos\varphi_i(k), R_{s_i}(k) = V_i W_i \sin\varphi_i(k)$$

2.3　波束的发射、接收流程及其工作模式

多波束换能器基元的物理结构是压电陶瓷，其作用在于实现声能和电能之间的相互转换。换能器也正是利用这点实现波束的发射和接收的。

压电陶瓷的工作原理如图 2-11 所示。波束发射时，压电陶瓷根据预先分配在两极上的高频振荡电压产生压力，并将该压力转换为高频振荡声波发送出去；当外界高频振荡波打击到压电陶瓷上时，压电陶瓷同样产生压力，并随着压力的变化产生相应的高频振荡电压。

然而，实际测量过程并非这样简单，因为计算机分配给各个基元的电压不能很高，同样，由海底反射回来的到达压电陶瓷表面的声波强度也并不是很高。除此之外，波束发射和接收还受其他因素的影响，为此，下面将详细讨论波束的发射和接收过程。

多波束发射的不是一个单一波束，而是形成一个具有一定扇面开角的多个波束，发射角由发射模式参数决定。船姿参数可通过船姿传感器和发射模式信

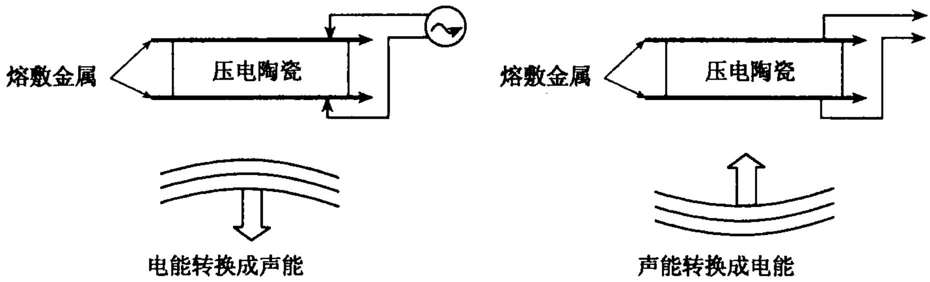


图 2-11　压电陶瓷的声、电转换原理

号一起发送给信号处理器，并计算出发射脉冲信号和波束数，传送到多通道变换器，形成多个波束发射信号，这些信号再经过前置放大器进行功率放大，分别形成多个发射声波脉冲信号，同时，前置放大器控制着收、发转换开关电路，这些声波脉冲信号再通过换能器阵列发送出去。具体发射原理见图 2-12。

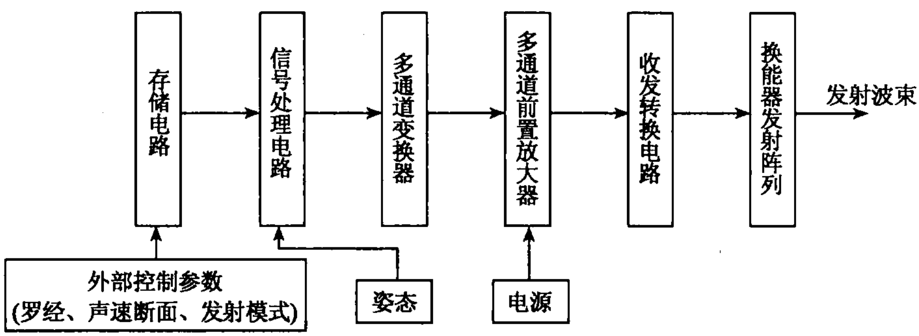


图 2-12　多波束发射原理图

同样，波束的接收也不同于单波束接收那样简单。返回波束打击压电陶瓷表面，产生高频振荡电压，由于电压比较弱，因而必须进行放大，担负这一工作的仍然是多通道前置放大器，该过程受控于时间增益补偿（time varying gain，TVG）。放大后的模拟信号送到数据采集电路，为了保证采集信号的可靠性，需要采集数据两次，两次得到的相位相同或正交，该过程同波束形成及控制电路结合，完成最终的波束形成。由于声波在水中的传播路径不仅取决于入射角，还受控于波束在水中传播的速度，因而必须利用多通道信号处理电路进行声线改正，获得波束在海底的投射点（波束脚印中心）在船体坐标系中的位置。波束接收原理如图 2-13 所示。

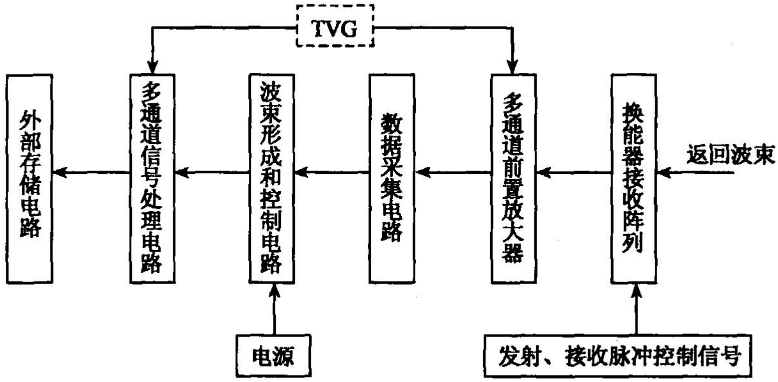


图 2-13　多波束的波束接收原理图

实际测量时，换能器的发射和接收是按照一定的模式进行的。通常，发射波束的宽度横向大于纵向，接收波束的宽度纵向大于横向。如对于波束为 16、波束宽度为 2°×2°的多波束而言，其发射波束在横向为 44°，纵向为 2°；而对于每个接收波束，横向为 2°，纵向为 20°。将发射波束在海底的投影区同接收波束在海底的投影区相重叠，对于每个接收波束，在海底实际有效的接收区为长宽均为 2°的矩形投影区，即波束脚印。

多波束测量中波束的几何构成如图 2-14 所示。

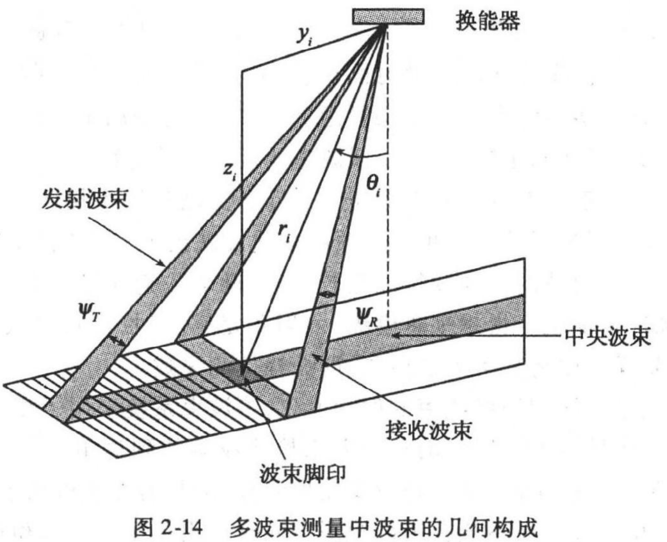


图 2-14　多波束测量中波束的几何构成

2.4 波束的能量衰减及其时间增益补偿

声波在海水中传播时，发射声能随传播距离的增大而不断衰减，其衰减量与距离的平方成正比。

另外一个降低声能的因素是海水对声能的吸收。由于海水中含有大量的自由离子，特别是 $MgSO_4$ 形成的自由离子对声能具有较强的吸收作用，能够将声能转变为热能在海水中散失掉。声能衰减量的大小随频率 f、盐度 S、温度 T 和压力 P 的变化而变化。

在海洋水文因素一定的情况下，吸收造成的衰减主要与频率相关，频率愈大，衰减愈大，当频率大于 10 kHz 时，衰减因子 α 对声强的影响变成一个主要因素，因而在多波束系统的设计和选型时，必须考虑海水衰减的影响。

返回信号的强弱包含了海底地形和传播距离的变化信息（丁继胜等，1999）。为了削弱衰减对测深的影响，就必须对衰减引起的信号减弱进行补偿。当海况水文因素和工作频率不变时，衰减与传播时间（距离）存在着一定的关系，传播距离愈大，强度衰减愈显著。多波束系统中对此进行了时间增益补偿。接收机的放大量不是保持不变，而是随回波信号的衰减而增强，保证了回波信号的原有水平，从而达到削弱衰减的目的。

2.5 底部检测及系统探测能力的估算

根据图 2-10，随着波束入射角的增大，波束脚印面积也在不断的增大。当入射角较小时，由于波束在海底的投射面积较小，能量相对集中，回波主要表现为反射波，即保证大多数波束沿入射路径返回换能器被接收；随着入射角的增加，波束在海底的投射面积也随之增大，回波主要表现为散射特征，即仅有部分波束返回换能器；除入射角对回波产生影响外，船姿变化对波束接收也有一定的影响。上述情况造成的回波特性可通过振幅变化反映出来，当波束入射角较小时，回波振幅较大，反射波的尖脉冲特征比较明显，随着入射角的增大，回波振幅越来越小，尖脉冲特征也变得越来越模糊，入射角足够大时，即边缘波束微弱的回波信号在背景噪声中将变得无法检测，即振幅检测失败。

为了精确地检测到边缘波束的射程变化，多波束系统采用了相位相干技术，通过比较两给定接收单元之间的相位差来检测波束的到达角，从而达到确定射程的目的。随着入射角的增大，相位变化愈明显，检测精度也得到了进一步的提高。因此，新型的多波束系统在底部检测中同时采用了振幅检测和相位检测，不但提高了波束检测的精度，同时也改善了 ping 断面内测量精度不均匀所造成的

影响。

多波束系统是借助于声波来实现测量的，声波在水中的传播距离和特性受控于海水的水文因素和海底的底质和地貌因素，因此，为了获得真实的测量成果，系统选型时，对其测距能力进行估算是十分必要的。系统的测距能力可根据声能方程中的发射源能级 SL、传播损失 TL、波束脚印面积对声能的影响能级、波束入射角的影响能级、海洋噪声的影响能级以及指向性指数来确定。

2.6　波束脚印的归位问题

由于多波束的最终测量成果需要在地理框架下和基于某一垂直基准下来表达，因此，波束脚印的归位计算便成为多波束数据处理中的一个关键问题。多波束采用广角度定向发射、多阵列信号接收和多个波束形成处理等技术，为了更好地确定波束的空间关系和波束脚印的空间位置，必须首先定义多波束船体参考坐标系 VFS(vessel frame system)(如图 2-14 或图 2-15 所示)，并根据船体坐标系同当地坐标系 LLS (local location system)之间的关系，将波束脚印的船体坐标转化到地理坐标系(或当地坐标系)和某一深度基准面下的水深，该过程即为波束脚印的归位计算。

船体坐标系 VFS 的原点一般选择在船体重心，通常在该位置安装换能器，使换能器中心与测量船中心重合；x 轴通过 VFS 原点，平行测量船龙骨指向船首；z 轴通过 VFS 原点，垂直向下；y 轴通过 VFS 原点，指向侧向，与 x、z 轴构成右手正交坐标系。

当地坐标系 LLS 的原点为换能器中心，x 轴指向地北子午线，y 轴同 x 轴垂直，指向东，z 轴与 x、y 轴构成右手正交坐标系。

归位计算需要船位、潮位、船姿、声速断面、波束到达角和往返程时间等参数。

归位过程包括如下四个步骤：

1. 姿态改正

换能器的动吃水对深度有着直接的影响；横摇对波束到达角有一定的影响，对于补偿性多波束系统，船体的横摇在波束接收时已经得到改正；对于无补偿性系统，通过扩大扇面角来实现回波的接收。纵摇一般较小，可以不考虑，但当纵摇达到一定的程度，深度和平面位置的计算均会受到影响，因此必须考虑。

2. 船体坐标系下波束脚印位置的计算

根据波束到达角、往返程时间和声速断面，计算波束脚印在船体坐标系下的平面位置和水深。

3. 波束脚印地理坐标的计算

根据航向、船位和姿态参数计算船体坐标系 VFS 和地理坐标系之间的转换

关系，并将船体坐标系下的波束脚印坐标转化为地理坐标。

4. 海底点高程的计算

根据船体坐标系VFS原点与某一已知高程基准面之间的关系，将船体坐标系下的水深转化为高程。测量船在动态情况下实施测量，通常情况下，测量船所在位置的潮位通过固定潮位站的观测潮位通过一定的潮位内插模型来获得。

为便于波束脚印船体坐标的计算，现作如下假设：

(1)换能器处于一个平均深度，静、动吃水仅对深度有影响，而对平面坐标没有影响；

(2)波束的往、返程声线重合；

(3)对于高频发射系统，换能器航向变化的影响可以忽略。因为高频发射系统的数据更新率非常快，如RESON Seabat 8081系统，数据最大更新率为30pings/s，波束的纵向行距仅为十几个厘米。该假设仅适用高频发射系统使用于浅水测量的情况，对于深水测量系统则不再适用。

波束脚印船体坐标的计算需要用到三个参量，即垂直参考面下的波束到达角、传播时间和声速断面。由于海水的作用，声线在海水中不是沿一直线传播，而是在不同介质层的界面处发生折射，因此，波束在海水中的传播路径为一折线。为了得到波束脚印的真实位置，就必须沿着波束的实际传播路线跟踪波束，该过程即为声线跟踪。通过声线跟踪得到波束脚印船体坐标的计算过程称为声线弯曲改正。在声线弯曲改正中，声速断面扮演着十分重要的角色。为了计算方便，对声速断面作如下假设：

(1)声速剖面是精确的，无代表性误差。声速剖面反映的是测量海域海水中声速的传播特性，因而在每次测量前后需对声速断面进行测定，遇到水域变化复杂的情况，需要加密声速断面采样站和减小站内采样的层厚度，全面、真实地反映测区内海水中的声速变化特性；

(2)声速在波束传播的垂面内发生变化，不存在侧向变化。对于不满足该要求的水团，需要加密声速断面采样站和减小层采样厚度；

(3)声速在海水中的传播特性遵循Snell法则；

(4)换能器动吃水引起的声速断面变化对深度计算的影响可以忽略不计。

根据上述讨论和假设，波束脚印的计算模型可表达为式(2-29)至式(2-31)。

Snell法则为：

$$\frac{\sin\theta_0}{C_0}=\frac{\sin\theta_1}{C_1}=\cdots=\frac{\sin\theta_n}{C_n}=p \tag{2-29}$$

式中，C_i 和 θ_i 分别为层 i 内的声速和入射角。

设换能器在船体坐标系下的坐标为(x_0,y_0,z_0)，则波束脚印的船体坐标$(x,$

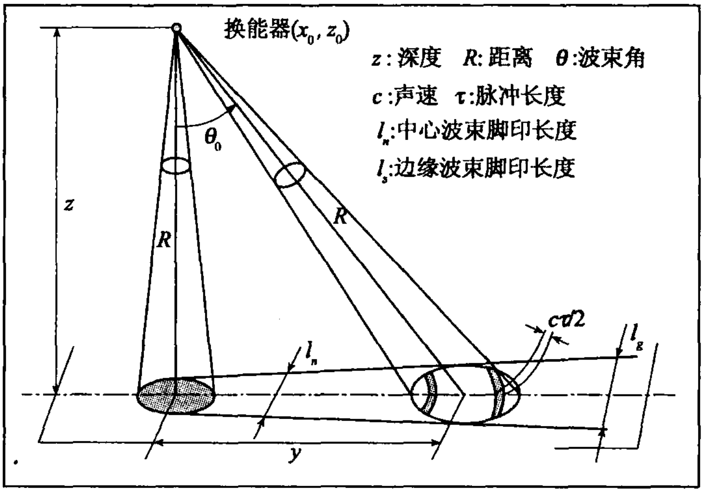


图 2-15　单个波束信号的接收

y,z)为：

$$z = z_0 + \sum_{i=1}^{N} C_i \cos\theta_i \Delta t_i$$

$$y = y_0 + \sum_{i=1}^{N} C_i \sin\theta_i \Delta t_i$$

$$x = 0 \tag{2-30}$$

式中，θ_i 为波束在层 i 表层处的入射角；C_i 和 Δt_i 为波束在层 i 内的声速和传播时间。

结合图 2-15，其一级近似式为：

$$z = z_0 + C_0 T_p \cos\theta_0 / 2$$

$$y = y_0 + C_0 T_p \sin\theta_0 / 2 \tag{2-31}$$

$$x = 0$$

式中，T_p 为波束往返程时间；θ_0 为波束初始入射角；C_0 为表层声速。

波束脚印的船体坐标确定后，下一步便可将之转化为地理坐标。转换关系为：

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix}_{\text{LLS}} = \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \end{bmatrix}_{\text{GPS}} + R(r,p,h)\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix}_{\text{VFS}} \tag{2-32}$$

式中，下标 LLS、GPS、VFS 分别代表波束脚印的地理坐标（或地方坐标）、GPS 确定的船体坐标系原点坐标（也为地理坐标系下坐标，是船体坐标系和地理坐标

系间的平移参量）和波束脚印在船体坐标系下的坐标；$R(r,p,h)$为船体坐标系与地理坐标系的旋转关系，航向 h、横摇 r 和纵摇 p 是三个欧拉角。

若换能器活性面中心被选作船体坐标系的原点，式(2-30)确定的深度 z 仅为换能器面到达海底的垂直距离，测点的实际深度还应考虑换能器的静吃水 h_{ss}、动吃水 h_{ds}、船体姿态对深度的影响 h_a，若潮位 h_{tide}是根据某一深度基准面或者高程基准面确定的，则波束脚印的高程为：

$$h_g = h_{tide} - (z + h_{ss} + h_{ds} + h_a) \tag{2-33}$$

换能器的静吃水在换能器被安装后量定，作为一个常量输入到多波束数据处理单元中；动吃水是因船体的运动而产生的，它可通过姿态传感器 Heaven 参数确定。船体姿态对波束脚印地理坐标也有一定的影响，它会使 ping 扇面绕 x 轴或 y 轴产生一定的旋转，其旋转角量可通过姿态传感器的横摇 r 和纵摇 p 参数确定。上述参数的测定及其对波束脚印平面位置和深度的影响和补偿将在后续章节中详细讨论，这里不再赘述。

当测区处于验潮站或水文站的有效作用距离范围内时，潮位 h_{tide}的变化可以通过潮位观测获得，否则需通过潮位外推或其他方法获得。由于潮位是相对某一深度或高程基准面确定的，因而经过潮汐改正后，水深已经完成了向高程的转换。

2.7 本章小结

多波束系统是一个复杂的综合性系统，其测量技术已经突破了传统单波束测深技术的局限，形成了新的海底地形探测技术框架，并在系统的构成、波束发射接收方式、海底信号探测技术、射线几何学和数据处理成图方面形成了鲜明的特点。

换能器是多波束的核心元件，为了实现波束扇面发射和海底测量的全覆盖，换能器采用了很多换能器单元，按照一定的排列方式组成一个换能器阵列进行波束的发射和接收。由于发射和接收是多个波束，且这些波束必须形成一个同航向正交的扇面，因而对于每一个波束的指向性必须进行规定。根据声学原理，多波束对每个换能器单元的指向性进行了定义。

每个波束由主叶瓣、侧叶瓣和背叶瓣组成，其中主叶瓣是能量最为集中的部分，也是测量的实际部分，利用其测量信号可获得海底地物的真实特征；侧叶瓣和背叶瓣信号属于干扰信号。为了压制干扰，增强和突出有用信号，多波束系统采用了幅度加权和相位加权，这些束控技术对于提高系统测量信号的真实性非常重要。

多波束换能器基阵的构成特点虽然满足了波束的扇面形成要求，但却在波束的形成过程中引入了时延。为了解决这个问题，多波束系统采用了 FFT 波束

形成技术，保证了各个方向上波束信号的强度。

为了使回波信号的强弱真实地反映海底地形的变化特征，这就需要将海洋对声能吸收产生的衰减进行探测和补偿，时间增益补偿（TVG）可有效地克服这一影响，恢复信号的真实强度。

多波束通过发射和接收海底的回波信号，实现对海底深度和回波强度的测量，其中一个重要的技术环节便是底部检测。单波束通常采用的是振幅检测，对于多波束，中央波束由于振幅变化较大，振幅检测可很好地探测出波束的往返程时间；边缘波束由于呈现散射特征，随着波束入射角的增大，散射愈明显，采用振幅检测已不再可能，为了提高多波束的测量精度，系统根据相位相干测量技术采用了相位检测。振幅检测和相位检测提高了多波束测量的精度，相对单波束，在检测技术上是一个很大的飞跃。

对于不同型号的多波束系统，其探测能力的估计是一个非常重要的问题。多波束的探测能力主要与接收到的声波量级、发射源级、声波往返传播损失和目标散射强度等因素有关。

多波束的测量成果需在通用地理框架下表达，波束脚印的归位计算是多波束数据处理的一个重要内容。归位计算首先根据声速在海水中的传播特性——声速剖面对声线进行跟踪，确定波束脚印在船体坐标系下的坐标；其次，姿态的瞬时变化和实时船位、航向为建立船体坐标系与地理坐标系之间的转换关系提供了参数，利用这些参数可实现船体坐标向地理坐标的转换。

参考文献

[1] 秦臻．海洋开发与水声技术[M]．北京：海洋出版社，1984：38-42.

[2] 雷桑诺夫，布列霍夫斯基．海洋声学基础[M]．北京：海洋出版社，1985：20-25.

[3] 赵建虎，刘经南．多波束测深系统的归位问题研究[J]．海洋测绘，2003，23(1)：9-25.

[4] 赵建虎，刘经南．GPS 测定船体姿态方法研究[J]．武汉测绘科技大学学报，2000，25(4)：353-357.

[5] 李家彪．多波束勘测原理技术与方法[M]．北京：海洋出版社，1999.

[6] 阳凡林，赵建虎，周丰年，等．多波束声呐测深瞬间到达角和旅行时的精确确定．武汉大学学报：信息科学版，2006，31(3)：218-220.

[7] 赵建虎．多波束测深及图像数据处理方法研究[D]．武汉：武汉大学，2002.

[8] Hughes Clarke J E. A Comparison of Swath Sonar Systems Demonstrated at the 1997 US/Canada Hydrographic Commission Coastal Multibeam Surveying Course

[C]. Ocean Mapping Group, Dept of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Canada, 1997.

[9] Hughes Clarke J E, Gardner J V, Torresan M, et al. The Limits of Spatial Resolution Achievable Using a 30 khz Multibeam Sonar: Model Predictions and Field Results[C]. The MTS IEEE Oceans 98 Conference, Nice, France, 1998.

第3章　平面基准及其相互转换

3.1　地心坐标系

3.1.1　地心坐标系的定义

人造地球卫星和其他宇航飞行器绕地球运行时，它的轨道平面随时通过地球质心，因此，地心坐标系在理论上是以地球质心为坐标系的原点。它对于空间技术、宇航和全国大地坐标系的联结具有重要意义。

地心坐标系满足以下四个条件：

1. 原点位于整个地球(含海洋和大气)的质心；
2. 尺度是广义相对论意义下某一局部地球框架内的尺度；
3. 定向为国际时间局(bureau international de l'Heure,BIH)测定的某一历元的协议地极(conventional terrestrial pole, CTP)和零子午线，称为地球定向参数EOP，如BIH1984.0是指Z轴和X轴指向分别为BIH历元1984.0年的CTP和零子午线；
4. 定向随时间的演变满足地壳无整体运动的约束条件，即在整个地壳表面Σ上，积分面元dm、地心向量r和速度v满足：

$$\int_{\Sigma} v\mathrm{d}m = 0, \int_{\Sigma} r \times v\mathrm{d}m = 0 \tag{3-1}$$

地心坐标系可以说是一个总称，根据它在大地测量中的使用需要，通常还可以进一步分类，如地心大地直角坐标系(X,Y,Z)、地心大地坐标系(B,L,H)等。

地心空间直角坐标系：若以$X_G=(X,Y,Z)_G^{\mathrm{T}}$表示地心空间直角坐标系，则其原点$O_G$与地球质心相重合，$Z_G$轴指向国际协议的地极原点CIO(conventional international origin)，X_G轴指向起始天文子午面与地球平赤道的交点E(相应BIH定义)，而Y_G轴垂直于$X_GO_GZ_G$平面，指向东。

地心大地坐标系：地心椭球的中心位于坐标系X_G的原点O_G，椭球的短轴与Z_G轴相重合，而地心起始大地子午面与$Z_GO_GX_G$平面相重合。

在地心坐标系统中，任意点 P_i 的位置可表示为 $X_{Gi}=(X,Y,Z)_{Gi}^{T}$ 或 $B_{Gi}=(B,L,H)_{Gi}^{T}$。其中，B 为大地纬度；L 为大地经度；H 为大地高程。

3.1.2 地心坐标系的建立

建立地心坐标系的方法很多，这里将其分为直接法和间接法两大类。

所谓直接法，是通过一定的观测资料（如天文、重力资料、卫星观测资料等）直接求得点的地心坐标的方法。如天文重力法和卫星大地测量动力法等。所谓间接法，就是通过一定的资料（其中包括地心系统和参心系统的资料）求得地心坐标系和参心坐标系间所设某种数学模型的转换参数，而后按其转换参数和参心坐标间接求得各点的地心坐标的方法。如应用全球天文大地水准面差距建立地心坐标系，应用天文大地水准面与重力大地水准面差距之差建立地心坐标系，应用一部分既有地心坐标（一般采用卫星大地测量动力法求得）又有参心坐标的地面网点建立地心坐标系等方法。

下面介绍两个比较典型的地心坐标系的建立方法。

1. 应用天文重力法和卫星大地测量动力法建立地心坐标系（直接法）

应用天文重力法建立地心坐标系时，先在地面点上测定天文坐标 λ、φ，再利用全球重力资料按司托克斯和维宁·曼尼兹公式计算相对于正常椭球的大地水准面差距 N_g 和垂线偏差 ζ_g、η_g，则地面点在地心坐标系中的大地坐标按式(3-2)和式(3-3)计算可以获得，

$$H(\text{大地高}) = H_{\text{正}} + N(\text{大地水准面差距}) \tag{3-2}$$

$$\begin{cases} B = \varphi - \zeta \\ L = \lambda - \eta\sec\varphi \end{cases} \tag{3-3}$$

得：

$$\begin{cases} L_{\text{心}} = \lambda - \eta_g\sec\varphi \\ B_{\text{心}} = \varphi - \zeta_g - 0.17H\sin2\varphi \\ H_{\text{心}} = H_{\text{正}} + N_g \end{cases} \tag{3-4}$$

最后得到地心空间大地直角坐标为：

$$\begin{cases} X_{\text{心}} = (N_{\text{总}} + H_{\text{正}} + N_g)\cos B_{\text{心}}\cos L_{\text{心}} \\ Y_{\text{心}} = (N_{\text{总}} + H_{\text{正}} + N_g)\cos B_{\text{心}}\sin L_{\text{心}} \\ Z_{\text{心}} = (N_{\text{总}} + (1 - e_{\text{总}}^2) + H_{\text{正}} + N_g)\sin B_{\text{心}} \end{cases} \tag{3-5}$$

式中，$N_{\text{总}}$ 为计算点对于总地球椭球的卯酉圈曲率半径；$H_{\text{正}}$ 为计算点正高；$e_{\text{总}}$ 为总地球椭球的第一偏心率。

这种方法建立地心坐标系的精度受到一定的限制，一方面是天文测量误差的存在，另一方面是难以获得全球重力资料。已有文献表明，即使在最理想的情

况下,该方法也只能达到 10m 左右的精度。

2. 应用全球天文大地水准面差距建立地心坐标系(间接法)

应用全球天文大地水准面差距建立地心坐标系是一种间接求定地心坐标的方法。它的基本原理是:以某一参心坐标系为基础,通过各种方法将全球各参心坐标系上的大地水准面差距化至这一参心坐标系上,从而利用弧度测量方程按

$$\iint_{\sigma} N^2 \mathrm{d}\sigma = \text{最小} \quad \text{或} \quad \sum_{\text{全球}} N^2 = \text{最小}$$

解得和全球大地水准面最为密合的地球椭球元素($a = a_{参} + \mathrm{d}a$)和参考椭球定位值(X_0, Y_0, Z_0),最后将该参心坐标系的坐标换至地心坐标系。这里,视最密合地球椭球中心为地球质心,为此,需要首先证明。

由物理大地测量学知,地球面上扰动位 T 的球谐函数表达式为:

$$T(\theta,\lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} T_n(\theta,\lambda) \tag{3-6}$$

将零阶项和一阶项分离开,可以写成:

$$T(\theta,\lambda) = T_0 + T_1(\theta,\lambda) + \sum_{n=2}^{\infty} T_n(\theta,\lambda) \tag{3-7}$$

其中,

$$T_0 = \frac{f(M - M')}{R} \tag{3-8}$$

$$T_1(\theta,\lambda) = \frac{fM}{R^2}\Big[(X_{地心} - X_{椭球中心})\sin\theta\cos\lambda + (Y_{地心} - Y_{椭球中心})\sin\theta\sin\lambda + (Z_{地心} - Z_{椭球中心})\cos\theta\Big] \tag{3-9}$$

$$\sum_{n=2}^{\infty} T_n(\theta,\lambda) = \frac{R}{4\pi}\iint_{\omega} \Delta g S(\psi)\,\mathrm{d}\omega \tag{3-10}$$

式中,M 和 M' 分别为地球质量与椭球质量;$X_{地心}$、$Y_{地心}$、$Z_{地心}$ 为地心点坐标;$X_{椭球中心}$、$Y_{椭球中心}$、$Z_{椭球中心}$ 为椭球中心点坐标。

由式(3-9)知,当改变椭球定位时,扰动位的一阶项 T_1 发生变化,但扰动位的二阶以上项不发生变化。

由重力异常 Δg 与扰动位 T 的关系式:

$$\Delta g = \frac{1}{R}\sum_{n=0}^{\infty}(n-1)T_n(\theta,\lambda) \tag{3-11}$$

可以看出,在重力异常 Δg 的球谐函数表达式中,存在($n-1$)因子,即扰动位 T 中含有一阶项 T_1,但在 Δg 的公式中,它将乘以 $1-1=0$,所以 Δg 不论一阶项怎样变化,其值保持不变,进而由式(3-10)可知,二阶以上的项不随椭球定位的变化而发生变化。

扰动位 T 又可以用球谐函数展开成如下形式：

$$T = \frac{f(M - M')}{R} + \sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left[a_{nm}\cos m\lambda + b_{nm}\sin m\lambda\right]P_{nm}(\cos\theta) \quad (3\text{-}12)$$

按布隆斯(H. Bruns)公式：

$$N = \frac{T - (W_0 - U_0)}{G} \quad (3\text{-}13)$$

可得：

$$N = \frac{f(M - M')}{RG} - \frac{W_0 - U_0}{G} + \frac{1}{G}\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left[a_{nm}\cos m\lambda + b_{nm}\sin m\lambda\right]P_{nm}(\cos\theta)$$

$$(3\text{-}14)$$

当地球质量 M 和椭球质量 M' 相等时，则 $M - M' = 0$。

将式(3-14)平方并对全球积分，则依据球谐函数正交的性质，可得：

$$\iint_{\sigma} N^2 \mathrm{d}\sigma = \frac{4\pi}{G^2}(W_0 - U_0)^2 + \frac{4\pi}{G^2}\sum_{n=0}^{\infty}\frac{1}{2n+1} \times \left[a_{n0}^2 + \sum_{n=0}^{\infty}\frac{(n+m)!}{2(n-m)!} - (a_{nm}^2 + b_{nm}^2)\right] \quad (3\text{-}15)$$

根据前述，椭球定位的变化将只有一阶位系数 a_{10}、a_{11}、b_{11} 发生变化，而二阶以上的位系数不发生变化。上式右端所包含的各阶位系数都是以平方形式出现的，因此欲使 $\iint_{\sigma} N^2 \mathrm{d}\sigma = \min$，除 $W_0 = U_0$ 外，还必须使一阶位系数等于零，即

$$a_{10} = 0, a_{11} = 0, b_{11} = 0 \quad (3\text{-}16)$$

比较式(3-9)和式(3-12)中的一阶项系数，并考虑

$$P_{10}(\cos\theta) = \cos\theta, P_{11}(\cos\theta) = \sin\theta$$

则有：

$$\begin{cases} a_{10} = \frac{fM}{R^2}(Z_{\text{地心}} - Z_{\text{椭球中心}}) \\ a_{11} = \frac{fM}{R^2}(X_{\text{地心}} - X_{\text{椭球中心}}) \\ a_{10} = \frac{fM}{R^2}(Y_{\text{地心}} - Y_{\text{椭球中心}}) \end{cases} \quad (3\text{-}17)$$

由式(3-16)和式(3-17)可得：

$$X_{\text{地心}} = X_{\text{椭球中心}}, Y_{\text{地心}} = Y_{\text{椭球中心}}, Z_{\text{地心}} = Z_{\text{椭球中心}} \quad (3\text{-}18)$$

即最密合椭球中心的坐标和地球质心的坐标相等，即两者中心一致。

应该说明，上述公式是在把地球当做球的近似情况下得出的，因此，大地水准面总会存在误差，最密合椭球中心与地心也存在差异。

前已提及,大地水准面上点沿椭球法线到椭球面上的差距 N 称为大地水准面差距,又叫大地水准面高程。显然,对于不同的参考椭球,有不同的大地水准面差距。利用天文大地数据求得的大地水准面差距称为天文大地的大地水准面差距。参考椭球定位后,大地原点上的大地水准面差距已经知道,为此,通过求取两点间大地水准面差距之差,可获得各点的大地水准面差距。

求定大地水准面差距之差有两种方法,即天文水准测量方法和天文重力水准测量方法。当两天文点 A 和 B 相距不远且可将垂线偏差视为线性变化时,利用两点的天文大地垂线偏差在其方向线上分量的平均值乘以两点间的距离,即可求出该两点间天文大地水准面差距的差值,用公式表示为:

$$N_B - N_A = -\frac{1}{2}(\theta_A + \theta_B)S_{AB} \tag{3-19}$$

式中,

$$\theta = \xi\cos A + \eta\sin A \tag{3-20}$$

θ 是天文大地垂线偏差在 AB 方向上的分量;A 为 AB 方向的方位角。这就是天文水准方法求大地水准面差距之差的实用公式。

由于天文大地垂线偏差 θ 的变化不是线性的,尤其在地形起伏较大的地区更是如此,为此,在天文水准测量方法中,当两天文点的距离较远(几十公里至几百公里)时,需同时利用重力测量数据算出其间天文大地垂线偏差非线性变化的影响,才能较准确地推算出天文大地水准面差距之差,这就是天文重力水准方法。

天文水准测量和天文重力水准测量一般只能用于大陆地区。海洋地区的大地水准面差距可以通过卫星测高等技术求得,其精度随着对所测结果的深入分析、精密模型的建立和测高仪器的改进将越来越高,这种手段不仅可以用来补救全球海洋地区天文大地水准面差距的空缺,而且也可以用来测绘平坦地面。有了全球的天文大地水准面差距(对于不同坐标系的资料,需通过联测和换算,化归至某一参考坐标系),即可根据弧度测量方程式的第三式

$$\begin{aligned} N_{i(总)} = {} & \cos B_i \cos L_i X_0 + \cos B_i \sin L_i Y_0 + \sin B_i Z_0 - \frac{N}{a}(1 - e^2 \sin B_i)\mathrm{d}a \\ & + \frac{M}{1-a}(1 - e^2\sin^2 B_i)\sin^2 B_i \mathrm{d}a + N_{i(参)} \end{aligned} \tag{3-21}$$

或

$$\begin{aligned} N_{i(总)} = {} & \cos B_i \cos L_i X_0 + \cos B_i \sin L_i Y_0 + \sin B_i Z_0 - (1 - a\sin B_i)\mathrm{d}a \\ & + a(1 - a\cos^2 B_i)\sin^2 B_i \mathrm{d}a + N_{i(参)} \quad (i = 1,2,3,\cdots,n) \end{aligned} \tag{3-22}$$

按全球密合条件 $\sum_{全球} N_{i(总)}^2 = \min$ 解得参数 X_0、Y_0、Z_0、$\mathrm{d}a$。

则总地球椭球的元素为:

$$\begin{cases}\alpha_{总} = \alpha_{参} + \mathrm{d}\alpha \\ a_{总} = a_{参} + \mathrm{d}a\end{cases} \tag{3-23}$$

又因为全球密合椭球的中心就是地心，故 X_0、Y_0、Z_0 表示参心对于地心的坐标，也即参心坐标系化归至地心坐标系的三个平移转换参数。有了 X_0、Y_0、Z_0 的值，加上各点的参心坐标即可得任意点的地心坐标，即

$$\begin{bmatrix} X_{心} \\ Y_{心} \\ Z_{心} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} \tag{3-24}$$

按 $X_{心}$、$Y_{心}$、$Z_{心}$、$\alpha_{总}$、$a_{总}$ 不难求得 $L_{心}$、$B_{心}$、$H_{心}$。

应用全球天文大地水准面差距建立地心坐标系，其显著特点是必须具备全球的、归算至某一参考系的大地水准面差距。因此，该方法的精度取决于各个系统大地水准面的误差和将其换算到某一统一参考系的换算误差。

3.1.3 已有的地心坐标系统及其参数

20 世纪 60 年代以来，美国和前苏联等国家利用卫星观测等资料开展了建立地心坐标系的工作。美国国防部曾先后建立过世界大地坐标系（world geodetic system，WGS）WGS-60、WGS-66 和 WGS-72，并于 1984 年开始，经过多年的修正和完善，建立起了更为精确的地心坐标系统，称为 WGS-84。

我国有关部门在建立地心坐标系方面也已取得一定的成果。1978 年建立了地心一号（DX-1）转换参数，1988 年建立了更精确的地心二号（DX- 2）转换参数，用于将 1954 年北京坐标系与 1980 年西安坐标系的坐标换算为我国地心坐标系 DXZ_{78}或 DXZ_{88}的坐标。下面对目前 GPS 测量中常用的 WGS-84 系统作简要的介绍。

美国国防部 1984 世界大地坐标系 WGS-84 是一个协议地球参考系 CTS（conventional terrestrial system）。该坐标系的原点是地球的质心，Z 轴指向 BIH1984. 0 定义的协议地球极 CTP（conventional terrestrial pole）方向，X 轴指向 BIH1984. 0 零度子午面和 CTP 赤道的交点，Y 轴和 Z、X 轴构成右手坐标系。

WGS-84 椭球采用国际大地测量与地球物理联合会第 17 届大会大地测量常数推荐值，采用的四个基本参数是：长半轴 $a = 6\ 378\ 137\mathrm{m}$；地球引力常数（含大气层）$GM = 3\ 986\ 005 \times 10^8 \mathrm{m}^3 \cdot \mathrm{s}^{-2}$；正常化二阶带球谐系数 $\bar{C}_{2,0} = -484.166\ 85 \times 10^{-6}$；地球自转角速度 $\omega = 7\ 292\ 115 \times 10^{-11} \mathrm{rad/s}$。根据以上四个参数可以进一步求得地球扁率 $a = 0.003\ 352\ 810\ 664\ 74$；第一偏心率平方 $e^2 = 0.006\ 694\ 379\ 901\ 3$；第二偏心率平方 $e'^2 = 0.006\ 739\ 496\ 742\ 27$。

3.2　参心坐标系

3.2.1　参心坐标系的定义

在经典大地测量中，为了处理观测成果和计算地面控制网的坐标，通常需选取一参考椭球面作为基本参考面，选一参考点作为大地测量的起算点（或称为大地原点），并利用大地原点的天文观测量来确定参考椭球在地球内部的位置和方向。不过，由此所确定的参考椭球位置，其中心一般均不会与地球质心相重合。这种原点位于地球质心附近的坐标系通常称为地球参心坐标系，简称参心坐标系（见图 3-1）。

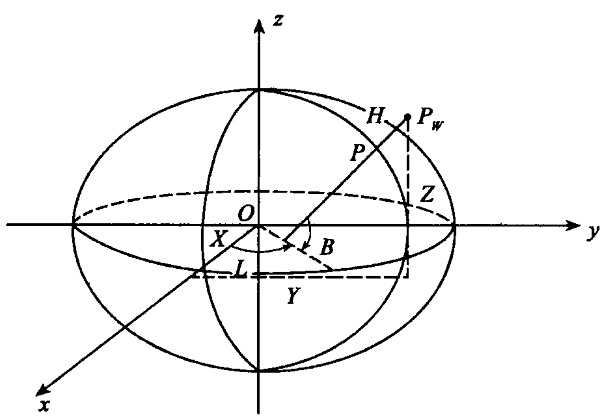


图 3-1　参心空间直角坐标和参心大地坐标

1. 参心空间直角坐标系的定义

如果以下标 T 表示与参心坐标系有关的量，则参心空间直角坐标系的定义为：原点位于参考椭球的中心，即接近于地球质心的一点 O_T，Z_T 轴平行于参考椭球的旋转轴，X_T 轴指向起始大地子午面与参考椭球赤道的交点，Y_T 轴垂直于 $X_TO_TZ_T$ 平面，构成右手坐标系。地面上任意一点的坐标可表示为 $(X,Y,Z)_T$。

2. 参心大地坐标系的定义

空间一点的参心大地坐标用大地纬度 B、大地经度 L 和大地高 H 表示。如图 3-1 中，地面点 P 的法线 PK_0 交椭球面于 P'，PK_0 与赤道的夹角 B 称为 P 点的大地纬度，由赤道面起算，向北为正（0° ~ 90°），称为北纬；向南为负（0° ~ 90°），称为南纬。P 点的子午面 $NP'S$ 与起始子午面 NGS 所构成的二面角 L 称为 P 点的大地经度，向东为正（0° ~ 180°），称为东经；向西为负，称为西经。P

点沿法线方向到椭球面的距离 PP'称为 P 点的大地高 H。

3.2.2 参心坐标系的建立

建立一个参心坐标系，通常包括以下几个内容：

(1)确定参考椭球体的形状和大小；

(2)确定参考椭球体中心的位置，称为参考椭球定位；

(3)确定以参心为原点的空间直角坐标系坐标轴的方向，称为定向；

(4)确定大地原点(K)的大地纬度 B_k、大地经度 L_k 及它至一相邻点的大地方位角 A_k，称 B_k、L_k、A_k 为大地起算数据。

参考椭球体的定位和定向是通过确定大地原点的大地起算数据来实现的。

为使参考椭球体的定位和定向简便，一般都要求满足"双平行"的定向条件，即要求椭球的短轴与地球某一历元的自转轴平行，起始大地子午面与起始天文子午面平行。此时，参心大地坐标系与天文坐标系的关系是：

$$\begin{aligned} B &= \varphi - \xi \\ L &= \lambda - \eta\sec\varphi \\ H &= H' + \xi \\ A &= \alpha + \eta\tan\varphi \end{aligned} \tag{3-25}$$

式中，φ、λ 是天文纬度和经度；ξ、η 是垂线偏差分量；A 和 α 为大地方位角和天文方位角。

一个国家或一个地区，最初往往只能简单地选择包含某些参数的椭球，并在大地原点 K 处取

$$\xi_k = \eta_k = 0 \tag{3-26}$$

即认为在大地原点处，椭球的法线方向与垂线方向重合，椭球面与大地水准面相切，此时有：

$$\begin{aligned} B_k = \varphi_k, L_k = \lambda_k \\ A_k = \alpha_k, H_k = H_k^{\gamma} \end{aligned} \tag{3-27}$$

这就是所谓的"一点定位"。

"一点定位"的结果往往难以在较大的范围内使椭球面与大地水准面有较好的密合，所以，在国家或地区的天文大地测量工作基本完成后，需要利用所测量的结果，根据弧度测量方程求定新的椭球参数，进行新的定位和定向，重新确定大地原点，从而建立新的参心坐标系，称为"多点定位"。

可以看出，不同的地球椭球参数可以构成不同的参心坐标系；相同的椭球参数，但定位或定向不同，也会构成不同的参心坐标系；大地原点上不同的大地起算数据也构成不同的参心坐标系。各个国家或地区通常都希望参考椭球与本国

或本地区的大地水准面密合得最好，因此，大多数国家都有各自的参考椭球和参心坐标系。

3.2.3 我国常用的参心坐标系及其参数

1. 1954年北京坐标系

中华人民共和国成立后，我国大地测量进入了全面发展时期，在全国范围内开展了正规的、全面的大地测量和测图工作，迫切需要建立一个新的参心大地坐标系。鉴于当时的历史条件，暂时采用了克拉索夫斯基椭球参数，并与前苏联1942年坐标系进行联测，通过计算建立了我国大地坐标系，定名为1954年北京坐标系。其中，高程异常是以前苏联1955年大地水准面差距重新平差结果为依据，按我国的天文水准路线传算过来的。因此，1954年北京坐标系可以认为是前苏联1942年坐标系的延伸。它的原点不在北京，而在前苏联的普尔科沃，相应的椭球为克拉索夫斯基椭球。1954年北京坐标系建立以来，我国依据这个坐标系建立了全国天文大地网，完成了大量的测绘任务。但是随着测绘新理论、新技术的不断发展，人们发现该坐标系存在如下缺点：

(1)椭球参数有较大误差。克拉索夫斯基椭球参数与现代精确的椭球参数相比，长半轴约大109m。

(2)参考椭球面与我国大地水准面存在着自西向东明显的系统性的倾斜，在东部地区，大地水准面差距最大达+68m，这使得大比例尺地图反映地面的精度受到影响，同时也对观测元素的归算提出了严格的要求。

(3)几何大地测量和物理大地测量应用的参考椭球面不统一。我国在处理重力数据时采用赫尔默特1900~1909年正常重力公式，与这个公式相应的赫尔默特扁球不是旋转椭球，它与克拉索夫斯基椭球是不一致的，这给实际工作带来了麻烦。

(4)定向不明确。椭球短轴的指向既不是国际上比较普遍采用的国际协议原点CIO，也不是我国地极原点$JTD_{1968.0}$；起始大地子午面也不是国际时间局BIH所定义的格林尼治平均天文台子午面，从而给坐标换算带来了一些不便和误差。

另外，鉴于该坐标系是按局部平差逐步提供大地点成果的，因而不可避免地出现一些矛盾和不够合理的地方。随着我国测绘事业的发展，现在已经具备条件，可以利用我国测量资料和其他有关资料建立起适合我国情况的新的坐标系。

2. 1980年西安坐标系

为了适应大地测量发展的需要，我国于1978年决定建立我国新的坐标系。新的大地原点设在我国中部的西安市附近，简称西安原点，相应的坐标系称为

1980 年西安坐标系。

该坐标系采用的地球椭球基本参数包括几何参数和物理参数，共计 4 个，并选用 1975 年国际大地测量协会推荐的数值：地球椭球长半轴 $a=6\ 378\ 140$ m；地心引力常数 $f_m=3\ 986\ 005\times10^{14}\mathrm{m}^3\cdot\mathrm{s}^{-2}$；地球重力场二阶带球谐系数 $J_2=1.082\ 63\times10^{-8}$；地球自转角速度 $\omega=7.292\ 115\times10^{-5}$ rad/s。根据物理大地测量学中的有关公式，可由上述四个参数求得地球扁率 $\alpha=1/298.257$，赤道的正常重力值 $r_0=9.780\ 32\mathrm{m/s}^2$。

该椭球在定位时满足下列三个条件：

(1) 椭球短轴平行于地球地轴（地球地心指向 1968.0 地极原点（$\mathrm{JYD}_{1968.0}$）的方向）；

(2) 起始大地子午面平行于格林尼治平均天文台起始子午面；

(3) 椭球面同似大地水准面在我国境内最为密合。

1980 年西安坐标系是在 1954 年北京坐标系的基础上，综合利用天文、大地与重力测量成果，按照多点定位方法建立起来的。

该坐标系建立后，实施了全国天文大地网的平差。平差后，提供的大地点成果属于 1980 年西安坐标系，它和原 1954 年北京坐标系的成果是不同的。这个差异除了由于它们各属不同椭球与不同的椭球定位、定向外，还因为前者结果是整体平差，而后者只是作了局部平差。

不同坐标系统的控制点坐标可以通过一定的数学模型在一定的精度范围内进行互相转换，使用时，必须注意所用成果相应的坐标系统。

3. 新 1954 年北京坐标系

新 1954 年北京坐标系是由国家大地坐标系转换过来的，简称 $\mathrm{BJ54}_{新}$；原 1954 年北京坐标系又被称为旧 1954 年北京坐标系 $\mathrm{BJ54}_{旧}$。由于在全国以 GDZ80 为基准的测绘成果建立之前，$\mathrm{BJ54}_{旧}$ 的测绘成果仍将存在较长的时间，而 $\mathrm{BJ54}_{旧}$ 与 GDZ80 两者之间差距较大，给成果的使用带来不便，所以建立了 $\mathrm{BJ54}_{新}$ 作为过渡坐标系。经过渡坐标系的转换，$\mathrm{BJ54}_{新}$ 和 $\mathrm{BJ54}_{旧}$ 的控制点的高斯平面坐标，其差值在全国 80% 地区内小于 5m，局部地区最大达 12.9m，这种差值反映在 1:5 万的以及更小比例尺的地形图上的影响，图上位移绝大部分不超过 0.1mm。这样采用 $\mathrm{BJ54}_{新}$ 对于小比例尺地形图可认为不受影响，在完全采用 GDZ80 测绘成果之后，1:5 万以下的小比例尺地形图不必重新绘制。

$\mathrm{BJ54}_{新}$ 是在 GDZ80 基础上改变 GDZ80 相对应的 IUGG1975 椭球几何参数为克拉索夫斯基椭球参数，并将坐标原点（椭球中心）平移，使坐标轴保持平行而建立起来的。

$\mathrm{BJ54}_{新}$ 有如下特点：

(1)采用克拉索夫斯基椭球参数;

(2)是综合 GDZ80 和 $BJ54_{旧}$ 建立起来的参心坐标系;

(3)采用多点定位,但椭球面与大地水准面在我国境内不是最佳拟合;

(4)定向明确,坐标轴与 GDZ80 相平行,椭球短轴平行于地球质心指向 1968.0 地极原点 $JYD_{1968.0}$的方向,起始子午面平行于我国起始子午面;

(5)大地原点与 GDZ80 相同,但大地起算数据不同;

(6)与 $BJ54_{旧}$ 相比,所采用的椭球参数相同,其定位相近,但定向不同。$BJ54_{旧}$ 的坐标是局部平差结果,而 $BJ54_{新}$ 是 GDZ80 整体平差结果的转换值,两者之间无全国统一的转换参数,只进行局部转换。

3.3 坐标系间的相互转换

海上定位一般采用大地坐标系统。由上节可知,大地坐标系统总的可以分为参心坐标系和地心坐标系。参心坐标系的最大特点是它与参考椭球的中心(参心)有密切的关系。地心坐标系的最大特点是它以地球质心(地心)为坐标原点,一般参心与地心不一致,故参心坐标系又称非地心坐标系。参心坐标系和地心坐标系按其坐标表示形式,又可分为参心大地坐标系和参心空间大地直角坐标系以及地心大地坐标系和地心空间大地直角坐标系。参心大地坐标系和地心大地坐标系的坐标(研究对象的空间位置)用大地坐标形式表示,即用大地经度 L、大地纬度 B 和大地高 H 表示。参心空间大地直角坐标系和地心空间大地直角坐标系则用空间直角坐标形式表示,即用 X、Y 和 Z 表示。不同坐标系的坐标,通过一定的数学模型及其转换参数,在一定的精度范围内可相互转换。

在我国海区,将在一个相当长的时期内,根据不同的需求并存有三种基本的大地坐标系统:一是 1954 年北京坐标系;二是 1980 年国家大地坐标系;三是地心坐标系。

1954 年北京坐标系和 1980 年国家大地坐标系是我国先后建立的两种参心坐标系。由于它们采用了不同的参考椭球及其不同的定位和定向,并采用了不同的平差方法,结果是空间同一点的 1954 年北京坐标系坐标与 1980 年国家大地坐标系坐标是不相同的,实际使用中需要进行坐标换算。我国各级大地控制点坐标的换算由国家测绘部门实施完成,并将成果提供应用。

3.3.1 大地坐标系与空间大地直角坐标系转换的数学模型

大地坐标系与空间大地直角坐标系的转换中,空间大地直角坐标系的中心可以在参心,也可以在地心。因此,此类转换的数学模型对于参心坐标系和地心坐标系均是适用的。

已知大地经度 L、纬度 B 和大地高 H，求解空间大地直角坐标 X、Y、Z 的数学模型为：

$$\begin{cases} X = (N+H)\cos B\cos L \\ Y = (N+H)\cos B\sin L \\ Z = [N(1-e^2)+H]\sin B \end{cases} \tag{3-28}$$

式中，$N = a(1-e^2\sin^2 B)^{\frac{1}{2}}$，$e^2 = (a^2-b^2)/a^2$；$N$ 为椭球的卯酉圈曲率半径（对参心坐标系为参考椭球，对地心坐标系为地球椭球，以下意义相同）；a 为椭球的长半轴；b 为椭球的短半径，e 为椭球的第一偏心率。

已知空间大地直角坐标系，求解大地坐标的数学模型（迭代法）为：

$$\begin{cases} L = \arctan\dfrac{Y}{X} \\ \tan B_i = \left[Z + ce^2\tan B_{i-1}(1+e'^2+\tan^2 B_{i-1})^{\frac{1}{2}}\right](X^2+Y^2)^{-\frac{1}{2}} \end{cases} \tag{3-29}$$

其中，$e'^2 = \dfrac{a^2-b^2}{a^2}$，$c = \dfrac{a^2}{b^2}$，$e'$ 为椭球的第二偏心率，其余符号意义与以上各式相同。

运用式(3-29)计算 $\tan B_i$ 时，需要先计算出大地纬度的初值 B_{i-1}，然后进行迭代计算，直至 $\tan B_i - \tan B_{i-1}$ 满足所要求的精度为止。

大地纬度初值 B_{i-1} 的计算公式为：

$$\begin{cases} B_{i-1} = B_0 + \Delta B \\ \sin B_0 = Z/r \\ r = (X^2+Y^2+Z^2)^{1/2} \\ \Delta B = A\sin 2B_0(1+2A\cos 2B_0) \\ A = \dfrac{ae^2}{2r}(1-e^2\sin^2 B_0)^{-1/2} \end{cases} \tag{3-30}$$

式中各符号意义同前。

上述模型适应于各种大地坐标系与空间直角坐标系之间的转换。

3.3.2 不同的三维空间直角坐标系转换的数学模型

现代技术的发展使得 GPS 已经广泛地应用于海洋测量之中，但在我国海区，主要应用的还是 1954 年北京坐标系和 1980 年国家坐标系的成果。因此，不同的三维空间直角坐标系转换在海洋测量中还是十分常见的。

设两个空间直角坐标分别为 $O\text{-}XYZ$ 和 $O'\text{-}X'Y'Z'$，它们的坐标原点不一致，即存在三个平移参数 ΔX、ΔY 和 ΔZ，它们表示两个坐标系在三个坐标轴上的分

量；一般情况下，两个坐标系的坐标轴也并不是平行的，即存在三个旋转参数 ε_X、ε_Y 和 ε_Z。此三参数为三维空间直角坐标变换的三个旋转角，也称为欧勒角，它们对应的旋转矩阵分别为：

$$R_1(\varepsilon_X)=\begin{pmatrix}1 & 0 & 0\\ 0 & \cos\varepsilon_X & \sin\varepsilon_X\\ 0 & -\sin\varepsilon_X & \cos\varepsilon_X\end{pmatrix} \tag{3-31}$$

$$R_2(\varepsilon_Y)=\begin{pmatrix}\cos\varepsilon_Y & 0 & -\sin\varepsilon_Y\\ 0 & 1 & 0\\ \sin\varepsilon_Y & 0 & \cos\varepsilon_Y\end{pmatrix} \tag{3-32}$$

$$R_3(\varepsilon_Z)=\begin{pmatrix}\cos\varepsilon_Z & \sin\varepsilon_Z & 0\\ -\sin\varepsilon_Z & \cos\varepsilon_Z & 0\\ 0 & 0 & 1\end{pmatrix} \tag{3-33}$$

令

$$R_0=R_1(\varepsilon_X)R_2(\varepsilon_Y)R_3(\varepsilon_Z) \tag{3-34}$$

一般情况下，ε_X、ε_Y、ε_Z 为微小转角，可取

$$\begin{cases}\cos\varepsilon_X=\cos\varepsilon_Y=\cos\varepsilon_Z=1\\ \sin\varepsilon_X=\varepsilon_X,\sin\varepsilon_Y=\varepsilon_Y,\sin\varepsilon_Z=\varepsilon_Z\\ \sin\varepsilon_X\sin\varepsilon_Y=\sin\varepsilon_X\sin\varepsilon_Z=\sin\varepsilon_Y\sin\varepsilon_Z=0\end{cases} \tag{3-35}$$

因此，R_0 可以简化为：

$$R_0=\begin{pmatrix}1 & \varepsilon_Z & -\varepsilon_Y\\ -\varepsilon_Z & 1 & \varepsilon_X\\ \varepsilon_Z & -\varepsilon_X & 1\end{pmatrix} \tag{3-36}$$

也称为微分旋转矩阵。

当 $O'\text{-}X'Y'Z'$ 中的坐标 (X',Y',Z') 转换到 $O\text{-}XYZ$ 中的坐标 (X,Y,Z) 时，既经过了平移又经过了旋转，转换模型为：

$$\begin{pmatrix}X\\ Y\\ Z\end{pmatrix}=\begin{bmatrix}\Delta X\\ \Delta Y\\ \Delta Z\end{bmatrix}+(1+m)\begin{pmatrix}1 & \varepsilon_Z & -\varepsilon_Y\\ -\varepsilon_Z & 1 & \varepsilon_X\\ \varepsilon_Z & -\varepsilon_X & 1\end{pmatrix}\begin{pmatrix}X'\\ Y'\\ Z'\end{pmatrix} \tag{3-37}$$

式中，ΔX、ΔY、ΔZ 为三个平移参数；ε_X、ε_Y、ε_Z 为三个旋转参数；m 为尺度变化参数。

3.3.3　不同大地坐标系转换的数学模型

对于不同大地坐标系的换算，除了包括 3 个平移参数、3 个旋转参数和一个

尺度变化参数外,还包括2个地球椭球元素变化参数。下面介绍不同大地坐标系的换算公式。

由于
$$\begin{cases} X=(N+H)\cos B\cos L \\ Y=(N+H)\cos B\sin L \\ Z=[N(1-e^2)+H]\sin B \end{cases} \tag{3-38}$$

取全微分可得:
$$\begin{pmatrix} \mathrm{d}X \\ \mathrm{d}Y \\ \mathrm{d}Z \end{pmatrix} = \boldsymbol{J}\begin{pmatrix} \mathrm{d}L \\ \mathrm{d}B \\ \mathrm{d}H \end{pmatrix} + \boldsymbol{A}\begin{pmatrix} \Delta a \\ \Delta \alpha \end{pmatrix} \tag{3-39}$$

式中,
$$\boldsymbol{J}=\begin{pmatrix} \frac{\partial X}{\partial L} & \frac{\partial X}{\partial B} & \frac{\partial X}{\partial H} \\ \frac{\partial Y}{\partial L} & \frac{\partial Y}{\partial B} & \frac{\partial Y}{\partial H} \\ \frac{\partial Z}{\partial L} & \frac{\partial Z}{\partial B} & \frac{\partial Z}{\partial H} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -(N+H)\cos B\sin L & -(M+H)\sin B\cos L & \cos B\cos L \\ -(N+H)\cos B\cos L & -(M+H)\sin B\sin L & \cos B\sin L \\ 0 & (M+H)\cos B & \sin B \end{pmatrix}$$

$$\boldsymbol{A}=\begin{pmatrix} \frac{\partial X}{\partial a} & \frac{\partial X}{\partial \alpha} \\ \frac{\partial Y}{\partial a} & \frac{\partial Y}{\partial \alpha} \\ \frac{\partial Z}{\partial a} & \frac{\partial Z}{\partial \alpha} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{N}{a}\cos B\cos L & \frac{M}{1-\alpha}\cos B\cos L\sin^2 B \\ \frac{N}{a}\cos B\sin L & \frac{M}{1-\alpha}\cos B\sin L\sin^2 B \\ \frac{N}{a}(1-e^2)\sin B & -\frac{M}{1-\alpha}\sin B(1+\cos B^2-e^2\sin^2 B) \end{pmatrix} \tag{3-40}$$

上式两端乘以 $\boldsymbol{J}^{-1}$,则有:
$$\begin{pmatrix} \mathrm{d}L \\ \mathrm{d}B \\ \mathrm{d}H \end{pmatrix} = \boldsymbol{J}^{-1}\begin{pmatrix} \mathrm{d}X \\ \mathrm{d}Y \\ \mathrm{d}Z \end{pmatrix} - \boldsymbol{J}^{-1}\boldsymbol{A}\begin{pmatrix} \Delta a \\ \Delta \alpha \end{pmatrix} \tag{3-41}$$

式中,$\begin{pmatrix} \mathrm{d}X \\ \mathrm{d}Y \\ \mathrm{d}Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_2 \\ Y_2 \\ Z_2 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} X_1 \\ Y_1 \\ Z_1 \end{pmatrix}$,$\begin{pmatrix} \mathrm{d}L \\ \mathrm{d}B \\ \mathrm{d}H \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} L_2 \\ B_2 \\ H_2 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} L_1 \\ B_1 \\ H_1 \end{pmatrix}$,顾及式(3-40)以及

$$\boldsymbol{J}^{-1} = \begin{pmatrix} -\frac{\sin L}{(N+H)\cos B} & \frac{\cos L}{(N+H)\cos B} & 0 \\ -\frac{\sin B\cos L}{M+H} & -\frac{\sin B\sin L}{M+H} & \frac{\cos B}{M+H} \\ \cos B\cos L & \cos B\sin L & \sin B \end{pmatrix} \tag{3-42}$$

式(3-41)可写成：

$$\begin{pmatrix}\mathrm{d}L\\ \mathrm{d}B\\ \mathrm{d}H\end{pmatrix}=\begin{pmatrix}-\dfrac{\sin L}{(N+H)\cos B}\rho'' & \dfrac{\cos L}{(N+H)\cos B}\rho'' & 0\\ -\dfrac{\sin B\cos L}{M+H}\rho'' & -\dfrac{\sin B\sin L}{M+H}\rho'' & \dfrac{\cos B}{M+H}\rho''\\ \cos B\cos L & \cos B\sin L & \sin B\end{pmatrix}\begin{pmatrix}\Delta X_0\\ \Delta Y_0\\ \Delta Z_0\end{pmatrix}$$

$$+\begin{pmatrix}0 & 0\\ -\dfrac{N}{(M+H)a}e^2\sin B\cos B\rho'' & -\dfrac{M(2-e^2\sin^2B)}{(M+H)(1-\alpha)}\sin B\cos B\rho''\\ -\dfrac{N}{a}(1-e^2\sin^2B) & -\dfrac{M}{1-\alpha}(1-e^2\sin^2B)\end{pmatrix}\begin{pmatrix}\Delta a\\ \Delta\alpha\end{pmatrix}$$

$$+\begin{pmatrix}0\\ -\dfrac{N}{(M+H)}e^2\sin B\cos B\rho''\\ N(1-e^2\sin^2B)+H\end{pmatrix}m+\begin{pmatrix}\tan B\cos L & \tan B\cos L & -1\\ -\sin L & \cos L & 0\\ \dfrac{Ne^2\sin B\cos B\sin L}{\rho''} & \dfrac{Ne^2\sin B\cos B\cos L}{\rho''} & 0\end{pmatrix}\begin{pmatrix}\varepsilon_X\\ \varepsilon_Y\\ \varepsilon_Z\end{pmatrix}$$

$$+\begin{pmatrix}0 & 0\\ -\dfrac{N}{(M+H)a}e^2\sin B\cos B\rho'' & -\dfrac{M(2-e^2\sin^2B)}{(M+H)(1-\alpha)}\sin B\cos B\rho''\\ -\dfrac{N}{a}(1-e^2\sin^2B) & -\dfrac{M}{1-\alpha}(1-e^2\sin^2B)\end{pmatrix}\begin{pmatrix}\Delta a\\ \Delta\alpha\end{pmatrix}$$

上式通称为广义大地坐标微分公式或广义变换椭球微分公式。如略去旋转参数和尺度变化参数的影响,即简化为一般的大地坐标微分公式。

3.4 高斯投影

3.4.1 高斯投影概述

椭球面是处理测量计算问题的基准面,通过将地面观测元素归算到椭球面,控制网完全有可能在椭球面上进行计算。然而实践证明,在它上面进行各种计算并不简单,甚至可以说还是相当复杂和繁琐的。另外,在椭球面上表示点、线位置的经度、纬度、大地线长度及大地方位角等这些大地坐标元素,对于国民经济建设中的经常性的大比例尺测图控制网和工程建设控制网的建立和应用也十分不适应。因此,为了便于测量计算和生产实践,还需要将椭球面上的元素化算到平面上,并在平面直角坐标系中采用大家熟知的简单公式计算平面坐标。

选择地图投影时,应根据测量的任务和目的来进行。对于测绘各种比例尺地形图而言,对地图投影提出了以下要求。首先,应当采用等角投影(又称为正

形投影)。我们测制的地图主要是为国防和国民经济建设服务的,采用这种等角投影可以保证在有限的范围内使得地图上的图形同椭球上的原形保持相似,这给识图用图将带来很大便利。另外,测量中大量的角度观测元素在投影前后保持不变,这样就免除了大量投影计算的工作。

其次,在所采用的正形投影中,还要求长度和面积变形不大。因此,为了测量目的的地图投影应该限制在不大的投影范围内,从而控制变形,并能以简单公式计算由它引起的改正数。测量上往往是将大的区域按一定规律分成若干小区域(或带)。每个带单独投影,并组成本身的直角坐标系,然后,再将这些带用简单的数学方法连接在一起,从而组成统一的系统。因此,要求投影能很方便地按分带进行,并能按高精度的、简单的、同样的计算公式和用表把各带连成整体。

由于高斯投影完全能满足上述一切要求,因此,我国在解放以后决定采用高斯投影。高斯投影又称横轴椭圆柱等角投影,它是德国测量学家高斯于1825～1830年首先提出的。实际上,直到1912年,由德国另一位测量学家克吕格推导出实用的坐标投影公式后,这种投影才得到推广,所以该投影又称高斯-克吕格投影。

如图3-2所示,想象有一个椭圆柱面横套在地球椭球体外面,并与某一条子午线(此子午线称为中央子午线或轴子午线)相切,椭圆柱的中心轴通过椭球体中心,然后用一定的投影方法,将中央子午线两侧各一定经差范围内的地区投影到椭圆柱面上,再将此柱面展开即成为投影面,在投影面上,中央子午线和赤道的投影都是直线,并且以中央子午线和赤道的交点 O 为坐标原点,以中央子午线的投影为纵坐标轴,以赤道的投影为横坐标轴,这样便形成了高斯平面直角坐标系。

我国规定:按经差6°和3°进行投影分带,大比例尺测图和工程测量采用3°带投影。

高斯投影6°带自0°子午线起每隔经差6°自西向东分带,依次编号1,2,3,…。我国6°带中央子午线的经度由75°起每隔6°而至135°,共计11带,带号用 n 表示,中央子午线的经度用 L_0 表示,它们的关系是 $L_0=6n-3$,如图3-3所示。

高斯投影3°带是在6°带的基础上形成的。它的中央子午线一部分带(单度带)与6°带中央子午线重合,另一部分带(偶数带)与6°带分界子午线重合。如用 n' 表示3°带的带号,L 表示3°带中央子午线的经度,它们的关系是 $L=3n'$,如图3-3所示。

在投影面上,中央子午线和赤道的投影都是直线,并且以中央子午线和赤道的交点 O 作为坐标原点,以中央子午线的投影为纵坐标轴,这样便形成了高斯平面直角坐标系。在我国,x 坐标都是正的,y 坐标的最大值(在赤道上)约为

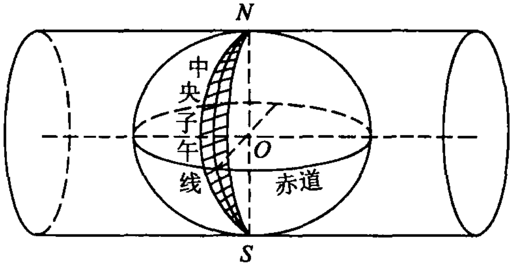


图 3-2　高斯投影

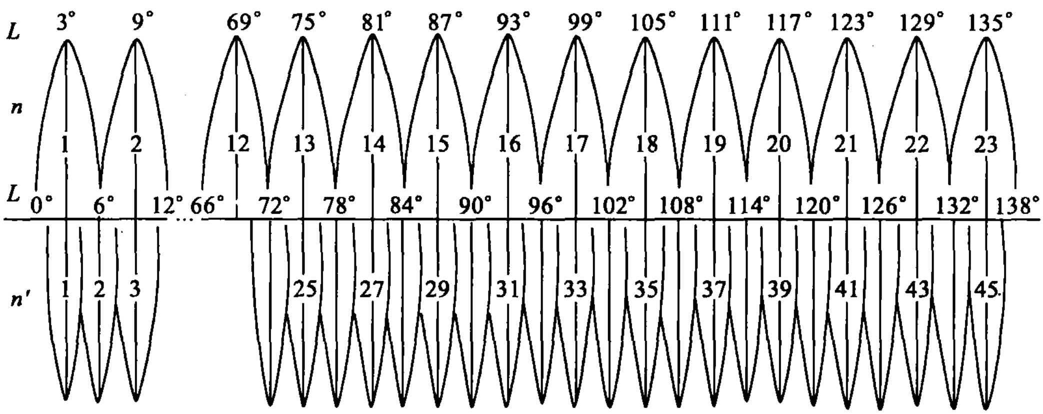


图 3-3　投影分带

330km。为了避免出现负的横坐标，可在横坐标上加上 500 000m。此外，还应在坐标前面再冠以带号。这种坐标称为国家统一坐标。例如，有一点 $Y=$ 19 123 456. 789m，该点位于 19 带内，其相对于中央子午线而言的横坐标则是：首先去掉带号，再减去 500 000m，最后得 $Y=-376\ 543.211$m。

由于分带造成了子午线两侧的控制点和地形图处于不同的投影带内，这给使用造成了不便。为了把各带连成一个整体，一般规定各投影带要有一定的重叠度，其中每一 6°带向东加宽 30′，向西加宽 15′或 7. 5′，这样在上述重叠范围内将有两套相邻带的坐标值，地形图将有两套公里格网，从而保证了边缘地区控制点间的互相应用，也保证了地图的顺利拼接和使用。

正形投影有许多种，由上述可见，高斯投影也是正形投影的一种，除满足正形投影的一般条件外，高斯投影具有如下特点：

1. 中央子午线投影后为直线，且长度不变。距中央子午线愈远的子午线，投影后，弯曲程度愈大，长度变形也愈大。

2. 椭球面上除中央子午线外，其他子午线投影后均向中央子午线弯曲，并向两极收敛，同时还对称于中央子午线和赤道。

3. 在椭球面上对称于赤道的纬圈，投影后仍为对称的曲线，同时与子午线的投影曲线互相垂直，且凹向两极。

3.4.2 椭球面元素到高斯投影面的转换

1. 距离改化

距离由椭球面上的大地线 S 投影到高斯平面时，由原来的曲线长度变为现在的平面长度 D，称为距离改化。距离改化的具体公式是：

$$D = \left(1 + \frac{y_m^2}{2R_m^2}\right)S \quad 或 \quad \Delta S = S\frac{y_m^2}{2R_m^2}$$

式中，y_m 取大地线投影后始末两点横坐标的平均值，即 $y_m = \frac{y_1 + y_2}{2}$；$R_m$ 表示按大地线始末两端点的平均纬度计算的椭球平均曲率半径。

由上式可知，椭球面上两点间的长度 S 投影到高斯平面上所产生的变形决定于线段离开中央子午线的远近，离中央子午线愈远（即 y_m 愈大），所产生的变形亦愈大。为了减少长度变形的影响，在 1:5 000 或更大比例尺测图时，必须采用 3°带的投影，有时也用任意带（即选择测区中央的子午线为投影带的中央子午线）投影计算。

2. 方向改化

为了便于在平面上利用平面三角学公式计算，必须把大地线的投影曲线用其弦来代替，因此需要在水平方向的观测值中加上由于“曲改直”而带来的所谓方向改正数。也就是说，方向改正的数值指的是大地线投影曲线和连接大地线两点的弦的夹角。

如图 3-4 所示，假设地球椭球为一圆球，在球面上轴子午线以东有一条大地线 AB，当然它一定是一条大圆弧。它在投影面上投影为曲线 ab。过 A、B 点在球面上各作一大圆弧与轴子午线正交，其交点分别为 D、C，它们在投影面上的投影分别为 ad 和 bc。由于是把地球近似看成圆球，故 ad 和 bc 都是垂直于 x 轴的直线。由图 3-4 可知，在 a、b 点上的方向改化分别为 δ_{ab} 和 δ_{ba}。当大地线长度不大于 10km，y 坐标不大于 100km 时，二者之差不大于 0.05，因此可近似认为 $\delta_{ab} = \delta_{ba}$。

方向改正的近似计算公式为 $\delta_{ab} = \delta_{ba} = \frac{\rho}{2R^2}|y_m(x_a - x_b)|$。其中，$y_m = \frac{1}{2}(y_a + y_b)$。

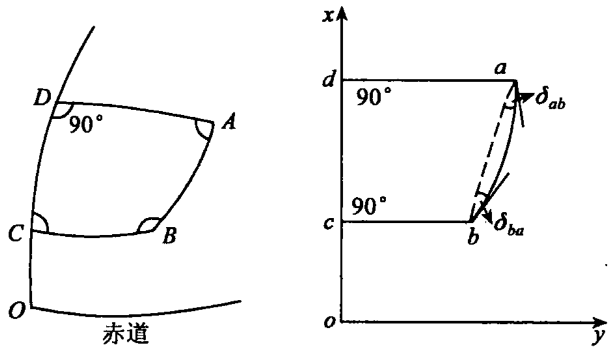


图 3-4　方向改化

3.4.3　高斯投影的邻带坐标换算

如前所述，在实际生产过程中进行高斯投影时进行了分带处理。由于分带又产生新的问题，即在生产过程中，相邻带如果有相互的关联关系，但又分别处于不同的独立坐标系中，这个问题就需要通过相邻带的坐标转换来解决。

在以下情况下，需要进行坐标邻带转换：

（1）如图 3-5 所示，*AB*1234*CD* 为位于两个相邻带边缘地区并跨越两个投影带（东、西带）的控制网。假如起算点 *A*、*B* 以及 *C*、*D* 的起始坐标是按两带分别给出的，那么为了能在同一带内进行平差计算，必须把西带的 *A*、*B* 点的起始坐标换算到东带，或者把东带的 *C*、*D* 点的坐标换算到西带。

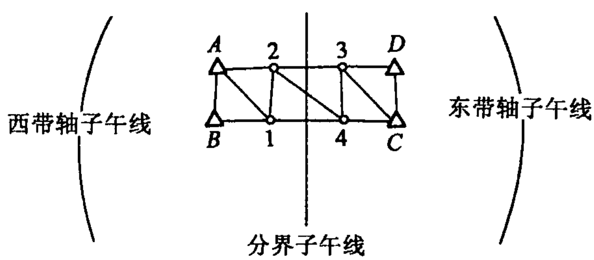


图 3-5　邻带坐标转换

（2）在分界子午线附近地区测图时，往往需要用到另一带的控制点，因此必须将这些点的坐标换算到同一带中。为实现两邻带地形图的拼接和使用，位于 45′（或 37.5′）重叠地区的控制点需具有相邻两带的坐标值。

(3)对于大比例尺测图,特别是在工程测量中,要求采用3°带、1.5°带或任意带,国家控制点通常只有6°带同3°带(1.5°带、任意带)之间的相互坐标换算问题。

综上所述,换带计算是分带带来的必然结果,是测量生产实践的需要。因此,高斯投影坐标换带计算是必须掌握的重要基础知识。

高斯投影坐标邻带换算的方法有多种,其中最常用的方法是应用高斯投影正、反算公式间接进行换带计算。这种方法的实质是把椭球面上的大地坐标作为过渡坐标。首先把某投影带(Ⅰ带)内有关点的平面坐标$(x,y)_I$,利用高斯投影反算公式换算成椭球面上的大地坐标(B,L),然后再由大地坐标(B,L)利用投影正算公式换算成相邻带(Ⅱ带)的平面坐标$(x,y)_{II}$。利用这种方法进行坐标邻带换算,理论上最简明严密,精度最高,通用性最强。它不仅适用于6°带与6°带、3°带与3°带以及6°带与3°带互相之间的邻带坐标换算,而且也适用于任意带之间的坐标换算。当使用电子计算机时,由于这一方法的通用性和计算的高精度,便成为坐标邻带换算的最常用的方法。

3.5 UTM(通用横轴墨卡托)投影

高斯投影具有许多优点,因而在我国和世界上的许多其他国家都采用它作为大地测量和地图投影的数学基础,适应并满足了测量和制图的生产需要。但高斯投影也有不足之处,它最主要的缺点是长度变形比较大,而面积变形更大,特别是纬度愈低,愈靠近投影带边缘的地区,这些变形将更严重。显然,过大的变形对于大比例尺测图和工程测量而言是不能允许的。因此,研究保留高斯投影优点而减少缺点(缩小长度变形)的新的投影方法具有重要实际意义。在众多改进的高斯投影中,通用横轴墨卡托投影 UTM(universal transverse mercator projection)已被许多国家、地区或集团采用作为大地测量和地形图的投影基础。下面介绍该投影的基本概念。

UTM投影由美国军事测绘局1938年提出,1945年开始采用。从几何意义上讲,UTM投影属于横轴等角割椭圆柱投影(图3-6)。它的特点是中央经线投影长度比不等于1,而是等于0.999 6,投影后,两条割线上没有变形,它的平面直角系与高斯投影相同,且和高斯投影坐标有一个简单的比例关系,因而有的文献上也称它为长度比$m_0=0.999\ 6$的高斯投影。

UTM投影的直角坐标(x, y)、长度比以及子午线收敛角等计算公式即可由高斯-克吕格投影族通用公式求得,也可用高斯投影而得。本书略去推导过程,直接给出结论。

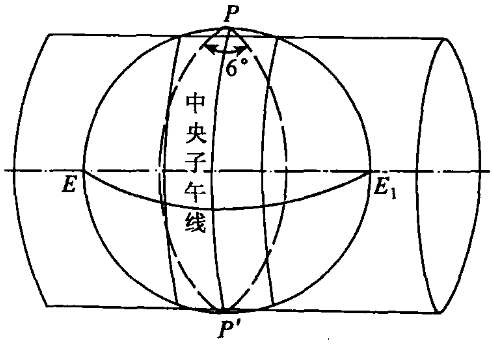


图 3-6　UTM 投影

直角坐标公式为：

$$x = 0.9996\left[s + \frac{l^2 N}{2}\sin B\cos B + \frac{l^4}{24}N\sin B\cos^3 B(5 - t^2 + 9\eta^2 + 4\eta^4) + \cdots\right]$$

$$y = 0.9996\left[lN\cos B + \frac{l^3 N}{6}\cos^3 B(1 - t^2 + \eta^2) + \frac{l^5}{120}N\cos^5 B(5 - 18t^2 + t^4) + \cdots\right] \tag{3-43}$$

式中，S 是从赤道开始的子午线弧长。

长度比公式为：

$$m = 0.9996\left[1 + \frac{1}{2}\cos^2 B(1 + \eta^2)l^2 + \frac{1}{6}\cos^4 B(2 - t^2) - \frac{1}{8}\cos^4 B l^4 + \cdots\right] \tag{3-44}$$

子午线收敛角公式为：

$$\gamma = l\sin B + \frac{l^3}{3}\sin B\cos^2 B(1 + 3\eta^2) + \cdots \tag{3-45}$$

UTM 投影与高斯投影的平面直角坐标系有简单的比例关系：

$$x^u = 0.9996x, \quad y^u = 0.9996y \tag{3-46}$$

UTM 投影的投影条件是：

(1) 正形投影，即等角投影；

(2) 中央子午线投影为纵坐标轴；

(3) 中央子午线投影长度比等于 0.999 6，而不等于 1。

其中，(1)、(2) 两个条件与高斯投影相同，仅第 (3) 个条件不同于高斯投影。由于 UTM 投影的中央子午线长度比取为 0.999 6，所以，使整个投影带的长度比普遍小于 1.000 7，并使整个投影带的长度变形普遍小于 0.001。

UTM 投影的分带是将全球划分为 60 个投影带，按带号 1,2,3,…,60 连续

编号,每带经差为6°,从经度180°W和174°W之间为起始带(1带),连续向东编号。带的编号与1:100万比例尺地图有关规定相一致。该投影在南纬80°至北纬84°范围使用。使用时,直角坐标的实用公式为:

$y_{实} = y + 50\ 000$(轴之东用),$x_{实} = 10\ 000\ 000 - x$(南半球用)

$y_{实} = 50\ 000 - y$(轴之西用),$x_{实} = x$(北半球用)

带号与中央经线的关系为:

$$\lambda_0 = 6°n - 183° \tag{3-47}$$

同样,由于使用的椭球元素不同,即使是同一点,它们的UTM坐标值也是不同的,这是在实际应用中应该注意的一个问题。

3.6 独立坐标系

3.6.1 独立坐标系概述

测绘中的平面坐标系分为两种,一种是国家坐标系,一种是独立坐标系。国家坐标系要求按照规定进行投影分带,通常是6°带或3°带,投影中央子午线根据投影区域所处的分带得出。如果是6°带,则投影的中央经线为$6n-3$;如果是3°带,则投影的中央经线为$3n$,其中n为投影带的带号,投影面为国家大地基准所确定的参考椭球面。在投影面上,投影带中央经线的投影为纵轴(x轴),赤道投影为横轴(y轴),上述两个投影的交点为原点。如果平面坐标系不按上述方法定义,则称为独立坐标系。

在工程建设地区(如水库)布设测量控制网时,其成果不仅要满足一定的比例尺测图需要,而且还应满足一般工程放样的需要,施工放样时,要求控制网由坐标反算的长度与实测的长度尽可能相符,而国家坐标系的坐标成果是无法满足这些要求的,这是因为国家坐标系每个投影带都是按一定的间隔(6°或3°)划分的,由西向东有规律的分布,其中央子午线不可能刚好落在每个城市和工程建设地区的中央。再者,国家坐标系的高程归化面是参考椭球面,各地区的地面位置与参考椭球面都有一定的距离,这两项将产生高斯投影变形改正和高程归化改正,经过这两项改正后的长度不可能与实例的长度相等。

3.6.2 独立坐标系的建立

在工程测量中,如果直接在国家坐标系中建立控制网,则存在如下问题:

(1)起算数据误差的影响较大;

(2)当测区离3°带中央子午线较远时,其长度比较大。较大的变形会使大

比例尺图上的距离或按平面坐标反算得到的距离与实地直接测定的距离相差较大；

(3)当测区的平均高程超过一定的数值时，控制点的长度变形也相当大；

(4)不能满足某些特殊要求。例如，大桥控制网采用桥轴线坐标系在实用上会更方便；

(5)由于历史原因，测区的坐标系与国家坐标系不一致。

为了解决这些问题，在许多工程测量中，都建立了适合于本地区的地方独立坐标系。在常规测量中，这种地方独立坐标系一般只是一种高斯平面直角坐标系，而在考虑 GPS 观测数据时，地方独立坐标系也可以说是一种不同于国家坐标系的参心坐标系。

建立地方独立坐标系，就是要确定坐标系的一些有关元素，并根据这些元素和观测值求定坐标系中各点的坐标值。需要确定的地方独立坐标系的主要元素是：

1. 坐标系的中央子午线

可以取国家坐标系 3°带的中央子午线作为地方独立坐标系的中央子午线，但当测区离 3°带中央子午线较远时，应取过中央子午线的经线，或过某个起算点的经线作为中央子午线。如果原有的地方坐标系并没有确定给定的中央子午线，则根据实际情况进行分析，找出该地方独立坐标系的中央子午线。

2. 起算点坐标

地方独立坐标系中的起算点坐标通常是以一个国家控制点的 3°带坐标为依据给定的。当中央子午线与国家坐标系(3°带)相同时，可以通过换带计算，将其在国家坐标系的 3°带坐标转换得到它在取定的任意带中的坐标，并以该坐标值作为起算点坐标；也可以直接将国家坐标系 3°带坐标当作任意带坐标，甚至将起算点坐标取为某个特定值。

3. 起算方位角

通常，是以两个点在国家坐标系中的坐标方位角为依据给定的。当采用任意带时，一般是先将这两个点的坐标通过换带计算，求得它们在任意坐标带的坐标值，以反算得到的坐标方位角作为起算方位角。有时也可以用测定的天文方位角作为起算方位角。对于一些有特殊要求的工程控制网，起算方位角也可以根据实际需要设定。例如，在国家坐标系中的方位角有比较大的偏差。当然，地方独立坐标系与 WGS-84 坐标系之间有一个较大的旋转角，或者说，两个坐标系绕法线方向的旋转角 ε_A 不是微小量。

4. 投影面高程和测区平均高程异常

国家坐标系的投影面是参考椭球面，当测区的平均高程较大时，应取测区平

均高程面作为投影面。在用常规地面测量方法建立控制网和地方独立坐标系时，常常将基线长度投影到两端点的平均高程面上，在这种情况下，基线两端点的平均高程面实际上就是坐标系的投影面。此外，为了消除偏离中央子午线的长度变形，而采用一个抵偿面作为投影面。如果测区偏离子午线较多，而测区平均高程又较小，抵偿面的高程将为负值。

5. 参考椭球体

在建立地方独立坐标系时，一般可以认为它所对应的参考椭球体与某种国家坐标系的参考椭球体相同（设这种参考椭球体为 E_0）。但如果以某一高程面或抵偿面为其投影面时，由于坐标转换通常是以椭球面为基础，因此，可以认为地方独立坐标系将原参考椭球体 E_0 作某种改变，使改变后的参考椭球面位于投影面上，我们称改变后的参考椭球体为地方椭球或局部椭球。

在综合考虑上述因素的情况下，目前建立地方独立坐标系时主要有以下两种方法：

（1）把中央子午线移到工程建设地区中央，归化高程面提高到该地区的平均高程面（严格地讲，要提高到那个地区的大地高平均面）。这样既可使该测区的高程归化改正和中央地区的投影变形几乎为零，又可保证在离中央子午线45km 以内地区的投影变形的相对误差小于1/40 000。这种独立坐标系最适合工程建设区的需要，因为工程建设的所辖面积不会太大，东西跨度 90km 完全可以满足需要。

（2）变动高程归化面的计算比较复杂，这不仅要计算出新的椭球参数和一切计算常数，而且还要把本地区国家坐标系控制点作为独立坐标系的起算点转换到新产生的椭球面上，工作量比较大。为了避免这些复杂的计算，建立新坐标系可以不变动高程归化面（即还是把长度归算到国家坐标系的参考椭球面上），而只采用移动中央子午线的办法。根据下式可计算出中央子午线离开测区中央地带的远近：

$$y_m = \sqrt{2R_mH_m} \tag{3-48}$$

式中，R_m 代表地球半径；H_m 代表该地区的平均大地高。

坐标系所能控制的最大距离为：

$$d_m = \sqrt{2R_mH_m + 2R_m^2V_S/S} \tag{3-49}$$

式中，V_S/S 表示相对误差。

上述两式可以计算任何地区独立坐标系中央子午线的位置及控制的最大范围。

3.6.3　独立坐标系与其他几种典型坐标系的转换

在介绍转换之前，首先介绍两个概念。在上一节中，我们把国家坐标系的参考椭球体设为 E_0，那么 E_1 椭球是将国家坐标系的参考椭球体 E_0 的长半径 a_0 增大为：

$$a_1 = a_0 + \Delta a_1, \quad \Delta a_1 = H_0^{\gamma} + \zeta_0 \tag{3-50}$$

且使椭球体的扁率不变。

E_2 椭球是将 E_0 沿测区的一个起算点的法线方向平移 $\Delta H = H_0^{\gamma} + \zeta_0$。$E_2$ 椭球的长半径和扁率均与 E_0 相同。下面分别介绍在这两种椭球下的坐标转换。

1. E_1 椭球下的坐标变换

E_0 和 E_1 椭球下大地坐标的变换：因为 E_1 椭球的中心与 E_0 椭球重合，扁率相同，所以，E_0 和 E_1 椭球下的空间直角坐标系完全重合。也就是说，任意点 P_i 在 E_0 和 E_1 椭球下的空间直角坐标完全相同。设 P_i 在 E_0 的大地坐标为 (B_i, L_i, H_i)，则可以按以下步骤计算 P_i 在 E_1 上的大地坐标 (B'_i, L'_i, H'_i)：

(1) 由 (B_i, L_i, H_i) 按坐标转换公式计算 P_i 在 E_0 的空间直角坐标 (X_i, Y_i, Z_i)，这也是 P_i 在 E_1 的空间直角坐标；

(2) 将椭球的长半径改变为 $a_1 = a_0 + \Delta a_1$；

(3) 由 (X_i, Y_i, Z_i) 按坐标转换公式计算 P_i 在 E_1 的大地坐标 (B'_i, L'_i, H'_i)。

由已知的 P_1、P_2 两点在 E_0 的大地坐标 (B_1, L_1, H_1)、(B_2, L_2, H_2) 和它们的地方独立坐标 (xx_1, yy_1)、(xx_2, yy_2)，计算 E_1 椭球的高斯平面坐标系与地方独立坐标系之间的转换参数：

①由已知的 P_1、P_2 两点在 E_0 的大地坐标 (B_1, L_1, H_1)、(B_2, L_2, H_2)，求它们在 E_1 的大地坐标 (B'_1, L'_1, H'_1)、(B'_2, L'_2, H'_2)；

②应用高斯投影公式由 (B'_1, L_1)、(B'_2, L'_2) 求得 P_1、P_2 在 E_1 的高斯平面坐标 (x'_1, y'_1) 和 (x'_2, y'_2)；

③计算平移参数 $\delta x_0 = x'_1 - xx_1$ 和 $\delta y_0 = y'_1 - yy_1$；

④计算旋转参数：

$$\begin{aligned}\varepsilon_A &= a'_{12} - aa_{12} \\ &= \arctan((y'_2 - y'_1)/(x'_2 - x'_1)) - \arctan((yy_1 - yy_2)/(xx_2 - xx_1))\end{aligned} \tag{3-51}$$

任意点 P_i 的地方独立坐标 (xx_i, yy_i) 与它在 E_1 的高斯平面坐标 (x'_i, y'_i) 之间的转换关系是：

$$\begin{cases} x'_i = xx_i + \delta x_0 + (xx_i - xx_1)\cos\varepsilon_A - (yy_i - yy_1)\sin\varepsilon_A \\ y'_i = yy_i + \delta y_0 + (yy_i - yy_1)\sin\varepsilon_A + (xx_i - xx_1)\cos\varepsilon_A \end{cases} \tag{3-52}$$

$$\begin{cases} xx_i = x'_i - \delta x_0 + (x'_i - x'_1)\cos\varepsilon_A + (y'_i - y'_1)\sin\varepsilon_A \\ yy_i = y'_i + \delta y_0 + (y'_i - y'_1)\sin\varepsilon_A - (x'_i - x'_1)\cos\varepsilon_A \end{cases} \tag{3-53}$$

2. E_2 椭球下的坐标变换

E_0 和 E_2 椭球下坐标系的旋转角：由 E_2 椭球的定义可知，其大小和 E_0 相同（即长半径与扁率相同），其椭球面在某一起算点（设为 P_1）处与投影高程面重合。因此，E_0 和 E_2 椭球在 P_1 处的法线相同，在 P_1 处的两个站心坐标系的 Z 轴也重合。但两个站心坐标系的 xOy 平面有旋转角 ε_A，它等于 P_1 分别在 E_0 和 E_2 椭球上的大地方位角 A_{lk} 和 AA_{lk} 之差，即

$$\varepsilon_A = A_{lk} - AA_{lk} \tag{3-54}$$

同时，若地方独立坐标系的起算点 P_1 的坐标（xx_1，yy_1）取一个特定值，则 P_1 在 E_2 椭球上相应的高斯平面坐标（x''_1，y''_1）不等于（xx_1，yy_1），它们之差也就是两个平面坐标系的平移参数，即

$$\begin{cases} \delta x_0 = x''_1 - xx_1 \\ \delta y_0 = y''_1 - yy_1 \end{cases} \tag{3-55}$$

E_0 和 E_2 椭球下三维坐标差的转换公式为：

$$\begin{pmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{pmatrix} = \boldsymbol{R}_{H_1} \begin{pmatrix} X_i - X_1 \\ Y_i - Y_1 \\ Z_i - Z_1 \end{pmatrix} \tag{3-56}$$

其中，$\boldsymbol{R}_{H_1}$ 是一个正交阵，

$$\boldsymbol{R}_{H_1} = \begin{pmatrix} -\sin B_1\cos L_1 & -\sin B_1\sin L_1 & \cos B_1 \\ -\sin L_1 & \cos L_1 & 0 \\ \cos B_1\cos L_1 & \cos B_1\sin L_1 & \sin L_1 \end{pmatrix} \tag{3-57}$$

所以，站心坐标差为：

$$\begin{pmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_j - x_i \\ y_j - y_i \\ z_j - z_i \end{pmatrix} = \boldsymbol{R}_{H_1} \begin{pmatrix} \Delta X_{ij} \\ \Delta Y_{ij} \\ \Delta Z_{ij} \end{pmatrix} \tag{3-58}$$

将站心坐标系绕 z 轴（天顶方向）旋转 ε_A，可以得到在 E_2 上的 P_1 站心坐标差为：

$$\begin{pmatrix} \Delta x''_{ij} \\ \Delta y''_{ij} \\ \Delta z''_{ij} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\varepsilon_A & \sin\varepsilon_A & 0 \\ -\sin\varepsilon_A & \cos\varepsilon_A & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{pmatrix} = \boldsymbol{R}_A \begin{pmatrix} \Delta x_{ij} \\ \Delta y_{ij} \\ \Delta z_{ij} \end{pmatrix} \tag{3-59}$$

因为 P_1 点在 E_0 和 E_2 的大地纬度和大地经度相同，所以，P_i、P_j 两点在 E_0 和 E_2 的空间直角坐标差有关系：

$$\begin{pmatrix}\Delta X''_{ij}\\ \Delta Y''_{ij}\\ \Delta Z''_{ij}\end{pmatrix} = \boldsymbol{R}_{H_1}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{R}_A\boldsymbol{R}_{H_1}\begin{pmatrix}\Delta X_{ij}\\ \Delta Y_{ij}\\ \Delta Z_{ij}\end{pmatrix},\begin{pmatrix}\Delta X_{ij}\\ \Delta Y_{ij}\\ \Delta Z_{ij}\end{pmatrix} = \boldsymbol{R}_{H_1}\boldsymbol{R}_A^{\mathrm{T}}\boldsymbol{R}_{H_1}^{\mathrm{T}}\begin{pmatrix}\Delta X''_{ij}\\ \Delta Y''_{ij}\\ \Delta Z''_{ij}\end{pmatrix} \tag{3-60}$$

E_0 和 E_2 椭球下大地坐标系的变换：因为 E_2 椭球面在 P_1 处与投影面重合，所以 P_1 点在 E_2 的大地坐标为：

$$\begin{aligned} &B''_1 = B_1, L''_1 = L_1 \\ &H''_1 = H_1 - \Delta H = H_1 - (H_0 + \zeta_0) \end{aligned} \tag{3-61}$$

由(B''_1,L''_1,H''_1)可以计算相应的空间直角坐标(X''_1,Y''_1,Z''_1)，然后，利用 E_2 的三维坐标差可以推算出各点的空间直角坐标(X''_2,Y''_2,Z''_2)和(B''_2,L''_2,H''_2)。

3.7 本章小节

本章首先系统地介绍了多波束测量中主要涉及的平面参考框架，包括地心坐标系统、参心坐标系统以及参心与地心坐标系统、参心坐标系统之间的坐标转换问题。

由于多波束测量中定位、导航以及最终成果的表达多采用平面坐标，本章介绍了两种比较通用的坐标投影方法，即高斯投影和 UTM 投影及其计算模型。

鉴于精密水下工程测量中多采用地方坐标系或独立坐标系以控制投影变形和提高定位精度，本章最后介绍了独立坐标系的定义以及与国家统一坐标系之间的转换关系。

参 考 文 献

[1]刘经南. 坐标系统的建立与变换[M]. 武汉：武汉测绘科技大学出版社，1995.

[2]孔祥元，郭际明，刘宗泉. 大地测量学基础[M]. 武汉：武汉大学出版社，2001.

[3]朱华统. 常用大地坐标系及其变换[M]. 北京：解放军出版社，1990.

[4]孔祥元，梅是义. 控制测量学(上、下)[M]. 武汉：武汉大学出版社，1996.

[5]朱华统. 大地坐标系的建立[M]. 北京：测绘出版社，1986.

[6]王广运，郭秉义，李洪涛. 差分 GPS 定位技术与应用[M]. 北京：电子工业出版社，1996.

[7]陈小明. 高精度 GPS 动态定位的理论与实践[D]. 武汉：武汉测绘科技大学，1997.

第4章　潮汐调和分析及海洋垂直基准面

4.1　平衡潮理论

4.1.1　引潮力(势)

人们早就认识到太阳、月亮与地球的相对运动是引起海面周期性涨落的根本动因。尽管太空中的其他星体也对地球产生引力作用,但它们使地球变形的影响很小,可以忽略,本节讨论月球和太阳对地球的引潮作用,并视月球和太阳为引潮天体。

引潮力是地球上任何一点所受的天体引力减去该天体对地球中心的引力。地球上任意单位的质点,在面向月球的一边,它们距离月球比地心距离月球要近,该质点受月球的引力大于地心受月球的引力;在背向月球的一侧,质点距离月球比地心距离月球远,该质点受月球的引力比地心受月球的引力要小。总体来说,地球上单位质量的质点所受月球的引力大小不同,方向也不同,但都指向月球中心。根据引潮力的定义,地球面对月球一边的各个质点所受月球的引力减去月球对地心的引力,得到一个趋向月球的力场;而在背向月球的一侧,各质点受月球的引力减去月球对地心的引力后,得到一个背向月球的力场,这两个力场合称为月球的引力场。月球引潮力是太阳引潮力的2.17倍。

图4-1以月球为例,对于任意地面点X,天体之间的万有引力是维持公转的向心力M,而就一个天体整体而言,旋转运动产生的离心力N必然与向心力平衡,即地心处的离心力和向心力必然大小相等、方向相反,合力为零。因为平动,地球各点所受的离心力相等。而由于各点相对引潮天体中心的距离与方向不同,所受的万有引力各异。于是,除地心之外,单位质点在各点所受的合力是不同的,该合力即引潮力F,由于月球绕地球做周期性的运动,其产生的引潮力也相应产生周期性的变化,也就引起弹性地球形变和海洋水体的周期性运动与涨落。对引力和惯性离心力分解如下:

$$\vec{F}_{月} = \vec{F}_V + \vec{F}_H \tag{4-1}$$

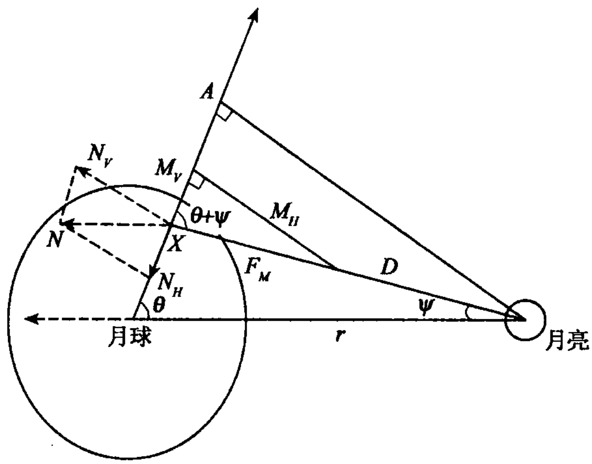


图 4-1　引潮力分解剖面图

因为具体地点的引潮力 F 是引潮天体直接的引力作用 M 和对地心的引力作用 N 的矢量差，即：

$$\boldsymbol{F}_V = \boldsymbol{M}_V - \boldsymbol{N}_V,\quad \boldsymbol{F}_H = \boldsymbol{M}_H - \boldsymbol{N}_H$$

$$M_V = \mu_0 \frac{M}{D^2}\cos(\theta + \varphi),\quad N_V = \mu_0 \frac{M}{r}\cos\theta$$

$$M_H = \mu_0 \frac{M}{D^2}\cos(\theta + \varphi),\quad N_H = \mu_0 \frac{M}{r^2}\sin\theta$$

它具有与引力相同的基本性质，也是保守力，可以表示为位函数的梯度。引潮力的位函数即引潮力位(势)。引潮力位是天体引力位和离心力位的和。

地面点 X 处相对地心的引力势为 $-\mu_0 M\left(\frac{1}{D} - \frac{1}{r}\right)$；地面点 X 处相对地心的惯性离心力为 $-\mu_0 \frac{M}{r^2}\rho\cos\theta$；地面点 X 所受月球引潮力势为：

$$\Omega_M = -\mu_0 M\left(\frac{1}{D} - \frac{1}{r} - \frac{\rho}{r^2}\cos\theta\right) \tag{4-2}$$

而根据物理大地测量的基本知识：$\frac{1}{D} = \frac{1}{r}\sum_{j=0}^{\infty}\left(\frac{\rho}{r}\right)^j P_j(\cos\theta)$，代入月球引潮势表达式有：

$$\Omega_M = -\frac{\mu_0 M}{r}\sum_{j=2}^{\infty}\left(\frac{\rho}{r}\right)^j P_j(\cos\theta_1) \tag{4-3}$$

同理，太阳引潮势为：

$$\Omega_S = -\frac{\mu_0 S}{r_1}\sum_{j=2}^{\infty}\left(\frac{\rho}{r_1}\right)^j P_j(\cos\theta_1) \tag{4-4}$$

总的引潮势为：

$$\Omega = \Omega_M + \Omega_S \tag{4-5}$$

由上述计算公式可以看出，地球上各质点受到的引潮力与天体的质量成正比，与到天体的距离平方成反比，还与天体到该处的天顶距有关，因此，引潮力因地而异。与此同时，运动着的地球、月球和太阳的相对位置亦出现多种变化周期，因此，大洋中的海水产生多种周期组合在一起的复杂周期性波动。这种波动在月球和太阳引力潮的作用下，在海陆分布、海洋深度、海岸形状和地球自转偏向力等因素的共同影响下做出不同的响应，形成各自的潮波系统，所以各地的潮高和潮低因时因地而异且作周期性的变化。

关于引潮力的周期性变化，从人们直观的感觉来看，首先是地球的自转，其次是地、月的相对运动和地、月相对太阳的运动。单就地、月运动而言，由于月球一个恒星月(27.32 平太阳日)绕地球一周，所以月球在其轨道上每天大约移动13.3°，因此，月球引潮力场因月球的运动一天中变化不大，正是由于地球的自转，在任一固定点上观测者才发觉出引潮力的变化比较快，大约一天中有两个周期。至于太阳的引潮力场，若地球不自转，而只有公转，那么它在一天中改变还不到1°；正是因为地球既有公转又有自转，才使得太阳引潮力场在地球上某点一天内出现两个变化周期。此外，由于地、月、日的相对运动，还将导致引潮力场发生半月、一月、半年、一年和多年的变化。

4.1.2 引潮力势的调和展开

1. 拉普拉斯展开

考虑到地面点和引潮天体天顶距 θ 随时间的变化，因此，该角可表示为研究点、引潮天体(中心)的地理坐标以及时间(或时角)的函数，即

$$\cos\theta = \sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta\cos T \tag{4-6}$$

月球在地球表面及内部任一点 P 产生的引潮力位决定于 P 点相对于月心的位置，是 P 点的坐标(ψ,λ,r)和月心的坐标(赤经 α、赤纬 δ、地心与月球中心距离 r_m)六个变量的函数。1799 年，拉普拉斯将月球引起的引潮力位引入地理纬度 ψ、月球赤纬 δ、月球时角 T_1，代替天顶距 θ，即代入式(4-3)有：

$$\Omega_M = -\frac{\mu_0 M}{r}\sum_{j=2}^{\infty}\left(\frac{\rho}{r}\right)^j P_j(\cos\theta)$$

显然，引潮势的球函数级数表示中的第 j 项与引潮天体距地心距离 $j+1$ 次方成反比，其量值随阶次的提高迅速减小。通常取 $j=2$，对该项引潮势具体展

开为：

$$\bar{\zeta} = \bar{\zeta}_0 + \bar{\zeta}_1 + \bar{\zeta}_2$$

$$= 2G\left(\frac{\bar{r}}{r}\right)^3 \left\{ \left[\frac{3}{2}\left(\sin^2\varphi - \frac{1}{3}\right)\left(\sin^2\delta - \frac{1}{3}\right) \right] \right.$$

$$\left. + \frac{1}{2}\sin2\varphi\sin2\delta\cos T_1 + \frac{1}{2}\cos^2\varphi\cos^2\delta\cos2T_1 \right\} \tag{4-7}$$

其中，$G = \frac{3}{4}g\frac{M}{E}\left(\frac{\rho}{\bar{r}}\right)^3\rho$。

至此，将月球引潮力势展开为是长周期潮簇、日潮簇和半日潮簇。

2. Doodson 展开

Doodson 1921 将月球的二阶引潮力位进一步利用六个天文变量进行展开，这些天文变量分别为平太阴(月球)地方时 τ、月球的平经度 s、太阳的平经度 h、月球近地点平经度 p、月球升交点平经度 $N'(N' = -N)$、太阳近地点的平经度 p'。这六个参数均是时间 t 的线性函数，通过它们可以计算任意 t 时刻月球和太阳的平位置，然后，通过对平位置修正，得到真位置。

Doodson 将此六个天文变量作为时间的变量，使展开式中各潮波的振幅不包含与时间的关系，各潮波的相角为六个天文变量的线性组合。这样，Doodson 按照布朗月球运动理论给出了调和展开，得到的是纯调和项，并给出 Doodson 码。具体见表 4-1。

表 4-1 **Doodson 展开式中六个天文参数的角速度和周期**

参数	意 义	角速度/(°/h)	周 期
τ	平太阴(月球)地方时	14.492 052 1	1 平太阴日 = 1.035 05 平太阴日
s	月球的平经度	0.549 016 5	1 回归月 = 27.321 528 平太阳日
h	太阳的平经度	0.041 068 6	1 回归年 = 365.242 199 平太阳日
p	月球近地点平经度	0.004 641 8	月球平近地点周期 8.847 年
N'	月球升交点平经度	0.002 206 4	月球升交点周期 18.613 年
P'	太阳近地点平经度	0.000 002 0	太阳近地点周期 20 940

3. Darwin 展开

潮高公式可利用拉普拉斯展开，其月球潮高公式的展开式为：

$$\bar{\zeta} = f(\gamma, \varphi, \delta, T_1) \tag{4-8}$$

其中，r、ψ、δ、T_1 仍为非均匀的天文变量，必须进一步展开。1883 年，达尔文利用

月球运动理论引入平衡潮后展开潮高公式,并对展开式的主要项用一定的符号来标记,即分潮,此符号已被国际公认,一直沿用下来。达尔文展开式各项的系数部分还包含着随时间变化的因子,相角部分也包含不随时间均匀变化的量,且采用的天文常数不够准确,必需在应用时作一些近似假设,因而得到的不是调和项,仅是准调和项。

4.1.3 平衡潮及其主要结论

牛顿运用引力的观点解释海洋潮汐现象,创立了潮汐平衡潮理论,后为贝努里所完善,所以称之为潮汐静力学理论。其理论假设地球表面为等深海水所包围,不考虑海水惯性、黏性、海底摩擦,忽略地球自转偏向力。所谓平衡潮就是建立在该假设下的潮汐理论。

引潮力的铅直分量对海水运动几乎没有影响,产生海洋潮汐的真正原动力是引潮力的水平分量,因此,根据平衡潮概念,某一瞬间地球表面的海水在引潮力水平分量和重力作用下相平衡。显然,这是一种动态平衡,随着天体的运动,新的平衡不断取代旧的平衡,在新旧平衡的转换过程中,使得海水产生流动(即潮流)和某地海水的聚散(即潮汐)。以月球为例,在某一瞬间,在月球引潮力水平分量作用下,海面相对于原静止的水面发生倾斜,倾角为 a,并产生的压强梯度力使海水运动,海面产生升降。其建立的引潮力势 Ω 与潮高 $\bar{\zeta}$ 的关系为:

$$\bar{\zeta} = \frac{\Omega}{g} \tag{4-9}$$

虽然平衡潮理论能够很好地解释某些潮汐变化的原因(如大洋潮汐),但它的理论假设与实际海洋不符,如海洋被错综复杂的陆地分割问题、海水的黏性问题,海底、海岸和海面的摩擦使得海水不能立即响应,并达到平衡状态,因而大多潮汐现象无法得到合理的解释,如浅海潮汐。

4.1.4 实际潮汐的潮高

平衡潮理论的结论虽然可以说明实际海洋中的一些简单潮汐现象,但是由于平衡潮理论的假定与实际相差甚远,并将原为动力学的问题按静力学问题处理,因此,用有关的理论公式并不可能计算出任一点的实际海洋潮汐。事实上,实际海洋潮波是天体引潮力作用下的一种波动,由于陆地存在、海底地形起伏变化、海底摩擦及地球自转等的影响,潮波变化十分复杂,某一潮位站的潮汐观测仅是对复杂潮波系统在这一点振动的采样。

虽然在单个验潮站实际观测的潮高变化与平衡潮理论给出的理论潮高变化有很大差别,各种频率成分(分潮)的贡献与这些频率成分之间的理论比值不

同，但实际海洋必然要在天文引潮力的源动力下作相同频率的振动，或海水系统对引潮力各分量作出频率成分相对应的响应。因而可以将实际潮汐分成许多有规律的分振动，这些分离出来的具有一定周期、一定振幅的分振动就叫分潮。表 4-2 给出了 11 个主要分潮的周期和相对振幅。分潮在近海和沿岸，由于气象对浅水作用的明显增强，在摩擦力的作用下形成浅海分潮（倍潮与复合潮）。

表 4-2　**11 个主要分潮及其周期和相对振幅**

分潮符号（假想天体符号）	名称	周期（平太阳时）	相对振幅（取 $M_2=100$）
	半日分潮		
M_2	太阴主要半日分潮	12.421	100.0
S_2	太阳主要半日分潮	12.000	46.5
N_2	太阴椭率主要半日分潮	12.658	19.1
K_2	太阴—太阳赤纬半日分潮	11.967	12.7
	全日分潮		
K_1	太阴—太阳赤纬全日分潮	23.934	54.4
O_1	太阴主要全日分潮	25.819	41.5
P_1	太阳主要全日分潮	24.066	19.3
Q_1	太阴椭率主要全日分潮	26.868	7.9
	浅海分潮		
M_4	太阴浅水 1/4 日分潮	6.210	
M_6	太阳浅水 1/6 日分潮	4.140	
MS_4	太阴、太阳浅水 1/4 日分潮	6.103	

要将理论潮高满足实际海洋潮汐，则必须经过一些改正。实际海水的涨落总可以表示为一些已知频率的振动及非潮汐因素的扰动之和，则实际潮汐部分的潮高 h 可表示为：

$$h_t = S_0 + \sum_{i}^{m} (fH)_i \cos(q_i t + G(v_{0i} + u_i) - g_i) + \gamma(t) \qquad (4\text{-}10)$$

式中，S_0 为长期平均水位高度；H_i、g_i 为调和常数；f_i 为分潮 i 的交点因子；q_i 为分潮 i 的角速率；v_{0i} 为分潮 i 的格林威治零时天文初相角；u_i 为分潮 i 的交点订正角；γ 为扰动项；H_i 为分潮 i 的平均振幅；g_i 为分潮 i 的区时专用迟角；t 为时间。

4.2 潮汐、潮流分析

潮汐分析亦称潮汐调和分析，把任一海港的潮位变化看作是许多分潮余弦振动之和，根据最小二乘或波谱分析原理，由实测数据计算出各分潮平均振幅和迟角的过程，即潮汐调和分析过程。根据观测时间的长短，一般可将调和分析分为短期、中期和长期三类。短期分析，潮汐观测序列的时间长度一般为一天到数天；中期分析，序列的时间长度一般为半月到数月；长期分析，潮汐观测序列的时间长度一般为一年以上。经典的潮汐调和分析有 Darwin 分析法、Doodson 分析法。现代潮汐调和分析多采用最小二乘分析法、傅立叶分析法和波谱分析法等。下面具体介绍潮汐分析的原理以及一些主要分析方法。

4.2.1 潮汐分析

根据物理学有关原理可知，任何一种周期性的运动都可以由许多简谐振动组成。潮汐变化是一种非常近似的周期性运动，因而也可以分解为许多固定频率的分潮波，进而求得分潮波的振幅和相位。根据式(4-10)，某一时期的潮高可表达为：

$$h_t = S_0 + \sum_i^m (fH)_i \cos(q_i t + G(v_{0i} + u_i) - g_i) + \gamma(t)$$

$$h_t = S_0 + \sum_i^m R_i \cos(q_i t - \theta_i) + \gamma(t) \tag{4-11}$$

$$h_t = S_0 + \sum_i^m (a_i \cos q_i t + b_i \sin q_i t) + \gamma(t)$$

忽略扰动项 $\gamma(t)$，则

$$h_t = S_0 + (a_i \cos q_i t + b_i \sin q_i t) + \sum_{j=1}^{m-1} (a_j \cos q_j t + b_j \sin q_j t) \tag{4-12}$$

根据三角函数的正交性，在式(4-12)中，若欲保留 i 分潮，而消除其余的 j 分潮，则需满足一定的分析长度 n，即时间长度，

$$n = \frac{q_i}{P(q_i - q_j)} r \qquad (分潮日) \tag{4-13}$$

式中，n 为欲保留的 i 分潮所需的分潮日数，取正整数，即分析长度；q 为分潮角速率；r 为任意整数；P 为分潮的周期数，如半日潮、日潮、1/4 日潮等；P 分别为 2、1、4 等。如为求 M_2 分潮，最好用 1 年的资料消除 S_2 分潮，对于其他的分潮利用同样的方法求得分析长度（或称最佳期限）。换句话说，若要分离某两个分潮，资料期限必须大于分析长度；分离多个分潮，取两两之间最大的分析长度为

最佳分析长度，否则因混淆现象，无法进行分潮的分离。

利用一定分析长度的潮汐观测资料求得 a、b 后，利用式(4-14)进而求得 R_i、θ_i，最后求得各分潮的调和常数 H_i、g_i，

$$R_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}, \theta_i = \arctan \frac{b_i}{a_i}, H_i = \frac{R_i}{f_i}, g_i = G(v_{0i} + u_i) + \theta_i \quad (4\text{-}14)$$

1. Darwin 分析法

Darwin 分析法是 Darwin 于 1883 年提出的。此法是对 30 天潮汐资料连续观测序列进行处理的准调和分析。众所周知，分潮当中的一些分潮，它们的频率成倍数关系，如 M_1、M_2，M_4 等，S_1、S_2、S_4 等，这些频率成倍数的分潮称为分潮系。Darwin 分析法就是利用潮汐由许多分潮系组成，并以其周期不等的特点将它们从观测资料中分离出来，然后再将分潮系中的分潮逐个分离出来，最后求出各分潮的调和常数。将分潮系的分离是依赖各分潮系的周期，即分潮日。如 M 分潮系的周期 1 分潮日 =24. 84 h，1 分潮时 =1 分潮日/24；S 分潮系的周期 1 分潮日 =24 h，1 分潮时 =1 分潮日/24。对某一分潮系而言，在该分潮系的不同分潮日的同一分潮时刻，其分潮的相位相同。其他分潮系所含的分潮的相位因周期不同而不同。如果选择适当的天数，将某一分潮系的不同分潮日的同一分潮时的观测潮高相加，则该分潮系的分潮高越加越大，而其他分潮系则被抵消。各分潮系从观测资料中分离出来以后，由于分潮系中各分潮的频率成倍数，所以可以利用傅立叶方法求得各分潮的 R_i、θ_i，最后求得各分潮的调和常数 H_i、g_i。

2. Doodson 分析法

Doodson 分析法是 Doodson 于 1928 年和 1954 年提出的。此法将分潮中所有周期相近的分潮称为一个分潮族，如半日分潮族、全日分潮族、1/4 分潮族等。首先从实测潮汐资料中分离分潮族，然后将分潮族中的各个分潮分离出来。为了进行分潮族的分离，Doodson 给出了 16 种基本线性组合，利用这些基本组合再作组合，消除其他分潮族的影响，得到主要包含某一分潮族贡献的函数值。这些函数值仅包含某一分潮族的贡献，其余分潮的影响忽略不计，则可以利用这些函数值建立类似调和原理的方程求解分潮族内各个分潮的调和常数。此法的特点是不采用分潮时的潮高计算，而直接以平太阳时的潮高进行线性组合。

3. 用最小二乘法作调和分析

上面两种方法都是以手工计算为主要目的的，随着电子计算机的广泛应用，Horn 在 1960 年提出了利用最小二乘法进行调和分析的思想。其基本原理是：在一段时间内(大于等于分析长度)，每时的潮高 h_i 可以用 m 个分潮的叠加表示，则建立如下方程：

$$h_i = S_0 + \sum_{i=1}^{m} a_i \cos q_i j + \sum_{i=1}^{m} b_i \sin q_i j (1 \leqslant i(j) \leqslant n) \tag{4-15}$$

n 个潮高可以组成 n 个含有 $2m+1$ 个未知数(S_0, a, b)的方程组,利用最小二乘原则,使得左边的实测值与右边的计算值之差的平方和为最小,求解未知数,再根据式(4-14)求得 m 个分潮的调和常数,从而达到潮汐分析的目的。

潮汐分析经过几百年的研究和发展,还有许多其他的方法,如傅立叶分析法、八分算法等,当前的小波分析法已成为研究潮汐的另一个研究热点。

另外,海道测量中常常需要潮汐和潮流的预报。实际上,潮汐和潮流的预报是潮汐和潮流分析的逆运算,在方法上没有太大的区别。除了上述调和分析和准调和分析方法外,潮汐动力学的潮波数值解算也是潮汐分析和预报的方法。

4.2.2 潮流分析

潮流同潮汐一样,起因于月亮和太阳等引潮天体的引力,是同一个问题的两个方面(水平与垂直方向的位移)。因此,与潮汐一样,潮流也可表示为许多分潮流之和的形式。只不过为了分析和预报的方便,一般把流速 w 分解为向北和向东的分量,记为北分量 u 和东分量 v,流向记为 θ,则

$$\begin{cases} u = w\cos\theta \\ v = w\sin\theta \end{cases} \tag{4-16}$$

或

$$\begin{cases} u = U_0 + \sum_i U_i \cos(v_i - \xi_i) = U_0 + \sum_i U_i \cos(\sigma_i t + v_{0i} - \xi_i) \\ v = V_0 + \sum_i V_i \cos(v_i - \eta_i) = U_0 + \sum_i V_i \cos(\sigma_i t + v_{0i} - \eta_i) \end{cases} \tag{4-17}$$

式中,U_0、V_0 为除去全日、半日等潮流后的剩余部分,称为余流;U_i、ξ_i 为北分流的调和常数;V_i、η_i 为东分流的调和常数,与潮汐调和常数的意义近似。但为了了解某地潮流的变化特征,潮流的调和常数不够直观,但若考察各分潮北、东分流的合成则更为明显。由上式可表示为:

$$\begin{cases} u = U_i \cos(v_i - \xi_i) = u'_i \cos\sigma_i t + u''_i \sin(\sigma_i t) \\ v = V_i \cos(v_i - \eta_i) = v'_i \cos\sigma_i t + v''_i \sin(\sigma_i t) \end{cases} \tag{4-18}$$

上式为一个椭圆方程,即由分量 u、v 矢量的矢端画出的轨迹是一个椭圆。潮流调和分析同上述潮汐分析一样,即利用式(4-17)计算各分潮流的调和常数 U_i、ξ_i、V_i、η_i 的过程。根据分析的结果进行潮流预报、潮流性质的分析以及潮流椭圆的绘制。

潮流椭圆是用一些分潮流流速矢量端点的连线绘制而成的形如椭圆的图,这样的图称为潮流椭圆。它只是表示分潮潮流变化的一种类型。分潮流流动的类型与海岸和海底地形密切相关。实测潮流流速矢量端点的连线一般较为复

杂，人们常把实测潮流分解为许多周期不同的分潮流，每个分潮流的流速和流向随时间而变化，一般呈回转流，它是无数的水质点在潮波运动中水平方向的周期性运动。

4.2.3　潮汐动力学理论

虽然潮汐静力学理论（即平衡潮理论）能够解释一些潮汐现象，但由于平衡潮理论的假定与实际相差甚远，并将原本为动力学的问题当成静力学问题处理，所以存在许多缺点，有许多潮汐现象解释不了。1775 年，拉普拉斯根据流体动力学方程，提出潮汐是海水质点在水平引潮力作用下的长波运动。以后，KelVin、Proundman、Defant、Airy、Sverdrup、Doodson 等人从海水运动观点出发，相继研究了潮波运动以及在引潮力作用下潮汐的形成问题，发展并建立了潮汐动力学理论。

1. 潮汐动力学理论的基本思想

潮汐动力学理论是从动力学观点出发来研究海水在引潮力作用下产生潮汐的过程。此理论认为，对于运动的海水来说，引起海洋潮汐的源动力是水平引潮力，而铅直引潮力和重力相比，作用非常小。潮汐动力学理论还认为，海洋潮汐实际上是海水在月球和太阳水平引潮力作用下的一种长波运动，即水平方向的周期运动和海面起伏的传播。海洋潮波在传播过程中除受引潮力作用外，还受到海陆分布与海岸形状、海底地形、地转效应以及摩擦力等因素的影响。通过建立各种海区的潮波运动方程，进行相应的潮波数值解，从而达到解释潮汐现象的目的。

以下根据潮汐动力学理论解释海洋潮波在几种特殊海区中的传播特点。

2. Kelvin 波（狭长沟渠潮波运动）

1879 年，Kelvin 研究了自由潮波在狭长沟渠（狭长海峡）中顾及地转偏向力（科氏力）作用下的潮波运动。如图 4-2 所示，取 X 轴沿沟渠长轴，且以自由潮波的传播方向为正，不计横向流速，当潮波传入狭长沟渠时，这个潮波是沿着海峡轴线 X 方向传播的前进波。根据前进波的性质，波峰处水质点的运动方向与传播方向相同。波谷处水质点的运动方向与传播方向相反，所以，当潮波波峰传到海峡中的任意断面 bc 皆为高潮，潮流流向与潮波传播方向相同，但在科氏力的作用下，从潮波前进方向看，使右岸的水位高于左岸；当波谷到达 bc 断面皆出现低潮，而流向与潮波的传播方向相反，同样在科氏力的作用下，左岸的水位高于右岸。由此可引申出狭长沟渠中潮汐的普遍性质，在北半球的狭长沟渠中，沿潮波传播方向看，右岸的潮差大于左岸，而在南半球则相反。上述理论可以解释辽东半岛和朝鲜半岛面向黄海一侧的潮差大，而山东半岛面向黄海一侧的潮差

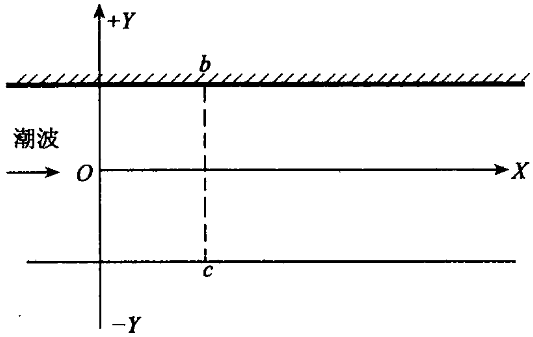


图 4-2　科氏力作用下海峡的潮波运动

小,并形成多沙滩现象的原因。

3. 自由潮波在变形海湾中的传播

当一个前进潮波自外海传入海湾时(称为入射波),其运动方程可表示为:

$$\frac{g}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(hb\frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)+\sigma^2\zeta = 0 \tag{4-19}$$

若海湾深度 h 为恒量,宽度 $b=b_0X/l$,如图 4-3 所示,经计算得知,随着潮波的向里传播,越向湾里,潮差越大。若海湾深度 $h=h_0x/l$,宽度 $b=b_0X/l$,如图 4-4所示,则随着潮波的向里传播,对于这种海湾,振幅向湾里增大比前一种情况大,湾顶比湾口增大一半以上。

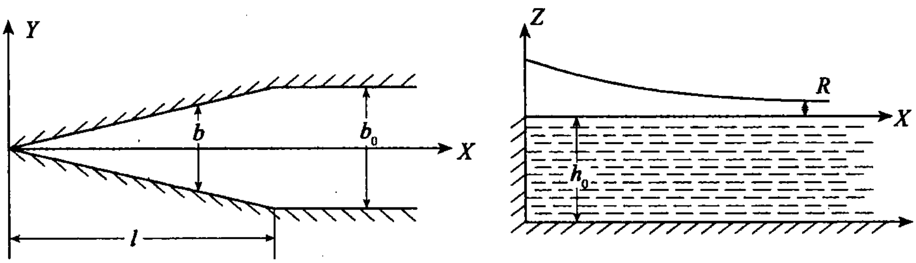


图 4-3　海湾形状平面图(左)和纵剖面图(右)

另一种解释为,当一个前进波自外海转入海湾时,在湾顶发生全反射,而产生了一个反射波,这两个波叠加而成的驻波构成海湾的潮波,湾内潮高变化很大,实际潮波为一波形不传播的驻波,有的海面不发生升降,即出现无潮线。

4. 各种形态海区中潮波特性的比较

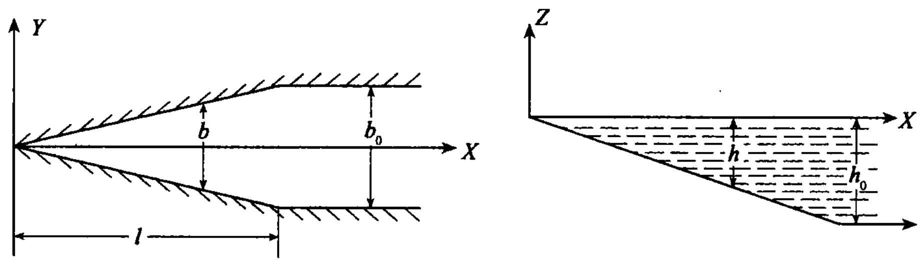


图 4-4　海湾形状平面图(左)和纵面剖面图(右)

这里仅列举了两种潮波传播的特点,而海洋中的情形要复杂得多。《海洋科学导论》中给出了三种海区潮波特性的比较。由表 4-3 可见,当潮波传入不同形态的海区时,将有不同的波动形式。如果是窄长半封闭海湾,由于湾顶的反射将形成驻波;若在半封闭的宽海湾,因科氏力对潮波运动的影响不能忽略,潮波成为旋转潮波;当在长海峡中传播时,由于地转效应也使潮波发生变形。当然,表中也给出了海区潮流的变化,而潮流与潮汐是同一个问题的不同方面。在不同形态的海区,潮流、潮汐的变化规律往往有较大的差异,即使是相近的海区,潮差及潮时都可能不一样,潮汐动力学理论对这些现象给出了很好的解释。

表 4-3　　各种形态中潮波特性的比较(λ 为波长)

潮波特征	长海峡(北半球)	窄长半封闭海湾(长度小于或等于 λ/4,宽度小于或等于 λ)	半封闭宽海湾(北半球)
潮波	前进波	驻波(因湾顶全反射形成)	两驻波叠加
	往复流	往复流	旋转流
潮流	高潮:流向与潮波传向相同; 低潮:流向与潮波传向相反; 高、低潮时流速最大; 半潮面时流速为 0	涨潮向里,高潮时流速为 0;退潮向外,低潮时流速为 0; 半潮面对流速最大,湾顶处潮流始终为 0。	潮流矢量反时针偏转,矢量末端连线为椭圆,无潮点潮流始终为最大,各地潮流始终不为 0

续表

潮波特征	长海峡 （北半球）	窄长半封闭海湾 （长度小于或等于 λ/4， 宽度小于或等于 λ）	半封闭宽海湾 （北半球）
等潮时线	一组与潮波传播方向垂直的直线，各地高潮的发生时刻取决于潮波的波速和波向	一组与潮波传播方向相同的直线，各地同时达到高潮	绕无潮点反时针偏转
潮差	沿潮波传播方向看，右岸大于左岸，不存在无潮线	湾顶大，湾口小，存在无潮线	岸边大，中间小，存在无潮点

4.3 垂直基准

陆地高程与海洋深度都需要固定的起算面，这里统称这些垂直坐标的参考面为垂直基准，它包括高程基准和水深基准。

在测量实践中，陆地高程的起算面通常取为某一特定验潮站长期观测水位的平均值——长期平均海面，即定义该面的高程为零，因此具有参考面的意义。在我国，该面选定为青岛大港验潮站 19 年的平均海面的滑动平均值，并命名为"1985 黄海平均海面"，所确定的高程系为"1985 黄海高程系"。

陆地高程的控制体系由水准测量方法建立的高程网通过联测来实现。首先确定高程原点与高程零面的关系，并将国家高程控制网——水准网与该原点用水准测量方法联系为统一整体，建立正高或正常高系统中的统一垂直坐标参考框架。

海洋测量中常采用深度基准面。深度基准面是海洋测量中的深度起算面。不同的国家和地区及不同的用途采用不同的深度基准面。

因此，就实际测量而言，高程基准与深度基准并不统一，这种不统一主要源于海道测量服务于航行安全这一实用目的。从海道测量担负着提供精确的海洋地形、地貌基础地理信息的角度看，建立与独立高程基准相统一和协调的海洋垂直基准无疑是必要的，这就需要建立深度基准与当地平均海面的关系模型，及当地平均海面相对于高程基准的关系模型，它涉及深度基准值空间模型和海面地形模型的建立与表示。如果将深度看做海洋的一种属性，那么该属性的表示应该是稳定的和可重复观测的，这就要求深度的表示应有足够高的精度。这一切都要求有精确的平均海面作为垂直坐标起算的参考基准。更进一步地分析，海

洋深度是人们在海上从事各种活动所关心的,海洋深度的概念实际是指特定地点海洋水体的厚度,而由于海洋水体处于不断的动态变化状态,深度应用稳定的数值来表示,于是,除采用海图深度基准之外,还可采用当地平均海面作为垂直基准,依据这两种基准,分别产生了保守水深和平均水深。

无论陆地高程基准还是海洋水深基准,都与平均海面有关,可以说,平均海面是所有垂直基准中最重要的参考面,或可理解为一切垂直基准的基准。因此,下面首先介绍验潮站稳定平均海面的求定方法,在此基础上讨论海图深度基准面的计算及传递方法。

4.3.1 平均海平面

1. 平均海平面的定义与算法

平均海面亦称海平面。某一海域一定时期内海水面的平均位置是大地测量中的高程起算面,由相应期间逐时潮位观测资料获得,高度一般由当地验潮站零点起算。

验潮站的水位记录装置有其自身的记录零点,记录零点在水下的深度随地点的不同而异,随记录装置的设立而定,这里统称为水尺零点,得到的最原始的水位观测值即相对于该零点。假如水位观测是连续曲线 $y(t)$,则 T 时间内的平均海平面可表示为:

$$\mathrm{MSL}_T = \frac{1}{T}\int_0^T y\mathrm{d}t \tag{4-20}$$

式中,MSL_T 为平均海平面高度。

一般情况下,验潮站的水位观测值取为时间间隔为 1 h 的观测序列,因此,实际计算时,常用的方法是直接对一定时间周期(同时也近似地认为潮汐周期,如 24 h、一个月、一年和多年等)的观测值直接取算术平均,

$$\mathrm{MSL}_n = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} h_i \tag{4-21}$$

式中,h 为水位观测值;n 为观测个数,对于一天的观测取其值为 24,一个月、一年和多年均取实际观测个数,也可以由短期平均海平面计算长期平均值,即在日平均海平面的基础上计算月平均海平面,而由月平均值求年均值及多个年均值求多年平均值。这些平均海平面分别称为日、月、年和多年平均海平面。

利用前面介绍的潮汐调和分析,在计算分潮调和常数的同时也可以得到平均海平面值。事实上,平均海平面作为潮汐振动的起算面,本身可以看成零频分潮,这样计算的平均海平面的意义是潮汐振动相对应的平衡面,其数值表示滤除潮汐成份的海平面高度。当观测时间足够长时,调和分析给出的结果和直接算

术平均结果的偏差甚微,如用一年的潮汐观测数据,两种方法计算的结果非常一致。而直接算术平均实质上也是一种滤波算法。平均海平面的计算对非潮汐成分的消除程度取决于所用水位数据的观测时间长短。利用长时间的潮汐观测数据,采用算术平均可以很好地消除非潮汐因素的影响,获得较高精度的海平面高度。

2. 平均海平面的稳定性

由于所取的观测时间长度不可能刚好为各分潮的整周期,因此,平均海平面受剩余潮汐成分的影响,而且短期平均海平面还包含着长周期分潮的贡献。另外,非潮汐因素(主要由气象原因引起)在不同的时间长度内表现为不同的性质,在足够长的时间内可视为噪声,而短时间内则表现为信号,即具有一定的规律性。这使得不同时间长度的平均海平面的稳定性不同。因为日平均海平面受到上述因素的严重影响,在一个月内其数值会存在较大抖动。因受气象因素的年周期变化及半年变化产生的 S_a 和 S_{S_a} 分潮的影响,一年内各月平均海平面有比较可观的变化幅度。年平均海平面还受更长周期分潮的影响,如周期为 8.6 年分潮和周期为 18.61 年的月球交点潮,但其量值很小,对年平均海平面的周期性变化影响不明显。综合上述因素,不同年份的平均海平面具有偶然性变化的性质。

各年平均海平面的计算值可视为对理想的无扰动海平面的等精度观测值,按直接平差原理得到的作为理想无扰动海平面估计值的多个年平均海平面的平均值及作为单位权方差估值的各年平均海平面的精度指标为:

$$\mathrm{MSL}_{my} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\mathrm{MSL}_{yi} \tag{4-22}$$

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{MSL}_{yi} - \mathrm{MSL}_{my})^2 \tag{4-23}$$

而多年平均海平面的方差为:

$$\hat{\sigma}_{my}^2 = \frac{\hat{\sigma}_0^2}{n} \tag{4-24}$$

可见,随着年数 n 的增加,多年平均海平面具有较高的精度,可视为理想的无扰动海平面,并可作为其他时间尺度平均海平面变化的比较基准。

在海洋学中,通常根据某地点不同期间平均海平面高度的最大互差统计平均海平面的稳定性。若认定平均海平面序列服从特定概率分布,可建立极差与中误差的关系。方国洪等于 1986 年对中国近海不同时间长度的平均海平面与多年平均海平面的最大偏差进行了统计,统计结果如表 4-4 所示。

表 4-4　　中国海区不同时间尺度平均海平面变化量

观测时间	1 月	3 月	半年	1 年	2 年	5 年
平均海平面与多年平均海平面的最大偏差/cm	60	40	25	10	8	5

根据平均海平面的精度要求 $\hat{\sigma}_{my}$，可计算多年平均海平面计算所需的年数 n：

$$n = \sqrt{\frac{1}{n(n-1)\hat{\sigma}_{my}^2}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{MSL}_{yi} - \mathrm{MSL}_{my})^2} \tag{4-25}$$

在以往的研究中，通常以 95% 的置信概率定义多年平均海平面的精度，并将该精度意义下的误差量值取为 1cm。此时，需引入年平均海平面服从正态分布的假设。由

$$P(|\mathrm{MSL}_y - \mathrm{MSL}_{my}| < 1\mathrm{cm}) = 0.95 \tag{4-26}$$

得：

$$\left|\frac{\mathrm{MSL}_y - \mathrm{MSL}_{my}}{\hat{\sigma}/n}\right| = 1.96 \tag{4-27}$$

即

$$n = 1.96^2\hat{\sigma}_0^2 \approx 3.84\hat{\sigma}_0^2 \tag{4-28}$$

由此得到在 95% 概率意义下中国沿海几个验潮站达到 1cm 平均海平面所需的观测年数(见表 4-5)。由表 4-5 可以发现，在不同海区，平均海平面的稳定性有较大差异。黄海沿岸在一个交点周期内即可得到相当稳定的平均海平面，而渤海的情况却较为复杂。

表 4-5　中国沿海几个重要验潮站 1cm 精度平均海平面所需的观测年数

验潮站	威海	乳山口	连云港	营口	秦皇岛	塘沽
所需年数/年	18	16	17	50	28	118

平均海平面的长期趋势性变化，特别是海平面上升在近几十年来已引起大地测量学家和海洋学家甚至政治家的广泛关注，成为多学科交叉研究的课题之一。绝对海平面变化主要由全球性因素如温室效应引起的极地冰盖融化等因素引起的，它对稳定的平均海平面的确定有一定的影响。

4.3.2　国家高程基准

目前，世界各国或地区均以一个或几个验潮站的长期平均海平面定义高程基准。美国以波特兰验潮站、日本以东京灵岸岛验潮站、欧洲地区以阿姆斯特丹验潮站的多年平均海平面定义各自的高程基准面。

由于历史的原因,解放前,我国的高程基准面比较混乱,采用的基准面有十多个,如大沽零点、吴淞零点、罗星塔零点、珠江基面、大连基面、坎门基面等。这些基准面有的是验潮站的平均海平面,而有的采用某港口的海图深度基准面。1954 年,总参测绘局利用沿海部分水准观测资料组成 24 个环,进行水准网平差,并定义青岛(1953~1954 年的数据)和坎门两站的平均海平面高程为零,作为约束条件,建立了"1954 年黄海平均海平面基准"。1956 年,则选定青岛大港验潮站 1950 ~1956 年 7 年的平均海平面作为全国统一的高程基准面,该基准沿用了 30 年。

原则上应采用长期平均海平面定义高程基准,至少要顾及交点潮引起的平均海平面年际周期变化。这就要求作为高程起算面的平均海平面观测时间应不短于 19 年,而这样的时间长度,根据上节的稳定性分析,在青岛附近即便包含着交点潮影响,以 95% 的置信概率指标,也可达 1cm 精度。基于这样的考虑和已积累的足够长时间的观测数据,建立了"1985 国家高程基准"。"1985 国家高程基准"在具体建立时,采用了 1952~1979 年共 28 年的数据(1950 年、1951 年的数据因水尺变动原因而不使用),具体计算则是采用 10 组 19 年数据滑动平均,最后取 10 组滑动平均值的总平均。国家水准原点在该基准面上 72.260 m。1985 黄海高程系与 1956 高程系的差值仅为 2.9 cm,这表明青岛附近的年平均海平面是非常稳定的。

4.3.3 海图深度基准面

1. 海图深度基准面确定的基本原则

海洋水深测量的深度观测值经吃水、声速等项改正后,可方便地归算为相对于瞬时海平面的深度值。因为瞬时海平面具有明显的时间变化特性,以瞬时海平面为基准会给水深数据表示带来不确定性。为方便水深数据的表示和管理,选用稳定的基准面是非常必要的。

长期平均海平面具有良好的稳定性,因此,长期平均海平面本身即是理想的深度起算面。测量和绘制海图的目的主要是为航海服务,因此,海图深度基准面确定的原则是,既要考虑到舰船航行的安全,又要照顾到航道的利用率。海图深度基准面基本可描述为:定义在当地稳定平均海平面之下,使得瞬时海平面可以但很少低于该面。在具体求定时,需考虑当地的潮差变化。深度基准面是相对于当地稳定(或长期)平均海平面定义的。

为了使得确定的深度基准面满足于上述两条原则,下面给出深度基准面保证率的定义。深度基准面保证率是在一定时间内高于深度基准面的低潮次数与总次数之比的百分数,即

$$\text{海图深度基准面航海保证率} = \frac{\text{高于基准面的低潮次数}}{\text{低潮总次数}} \times 100\% \quad (4\text{-}29)$$

我国航海图采用的深度基准面——理论最低潮面，其保证率为 95% 左右。

2. 理论深度基准面的计算

世界各沿海国家根据海区潮汐性质的不同采用不同的计算模型。这些模型主要有以下几种。

(1) 平均大潮低潮面，采用公式 $L = H_{M_2} + H_{S_2}$ 计算基准面与平均海平面的差距，采用的国家有意大利、南斯拉夫、德国、阿尔巴尼亚、希腊、加拿大（大西洋沿岸）、丹麦、比利时、挪威、印度尼西亚、阿根廷和巴拿马等。

(2) 平均低潮面，以 M_2 分潮的振幅确定深度基准面在平均海平面下的位置，采用的国家有美国（大西洋沿岸）、瑞典（北海地区）和荷兰等。

(3) 平均低低潮面，即用公式 $H_{M_2} + (H_{K_1} + H_{O_1})\cos45°$ 计算与平均海平面的差值，采用的国家有美国（太平洋沿岸、阿拉斯加）、菲律宾等。

(4) 略最低低潮面，采用的计算公式为 $H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_1} + H_{O_1}$，采用的国家为印度洋沿岸和日本等。

(5) 观测的最低潮面，采用的计算公式为 $1.2(H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_2})$，采用的国家主要有法国、葡萄牙和巴西等国。中国、前苏联、朝鲜、越南等国家采用理论深度基准面。

理论深度基准面又称理论上可能的最低潮面，其计算方法是由弗拉基米尔斯基提出的。基本计算原理是由 M_2、S_2、N_2、K_2、K_1、O_1、P_1、Q_1 这 8 个分潮叠加计算相对于潮汐振动平均位置（长期平均海平面）可能出现的最低水位，并附加考虑浅海分潮 M_4、MS_4 和 M_6 及长周期分潮 S_a 和 S_{S_a} 的贡献。

8 个主要分潮叠加后相对于平均海平面的潮高可表示为：

$$h(t) = \sum_{i=1}^{8} f_i H_i \cos(\sigma_i t + V_{0i} + u_i - g_i) \quad (4\text{-}30)$$

将该潮高表示的最低潮位置作为深度基准面 L 值，即定义为：

$$L = -\min\left[\sum_{i=1}^{8} f_i H_i \cos(\sigma_i t + V_{0i} + u_i - g_i)\right] \quad (4\text{-}31)$$

因为预报潮高是时间 t 的三角函数，显然，该极值问题难以解析求解，因此，通过简化与变换寻求简便的求解方式。为简便起见，采用如下简化符号：

$$\begin{aligned} f_{M_2} H_{M_2} &= M_2, \quad \sigma_{M_2} t + V_{0M_2} - g_{M_2} = \varphi_{M_2} \\ f_{S_2} H_{S_2} &= S_2, \quad \sigma_{S_2} t + V_{0S_2} - g_{S_2} = \varphi_{S_2} \\ &\cdots \\ f_{Q_1} H_{Q_1} &= Q_1, \quad \sigma_{Q_1} t + V_{0Q_1} - g_{Q_1} = \varphi_{Q_1} \end{aligned} \quad (4\text{-}32)$$

于是，略去分潮相角的交点改正后，式(4-30)改写为：

$$h(t) = M_2\cos\varphi_{M_2} + S_2\cos\varphi_{S_2} + N_2\cos\varphi_{N_2} + K_2\cos\varphi_{K_2} + K_1\cos\varphi_{K_1} + O_1\cos\varphi_{O_1} + P_1\cos\varphi_{P_1} + Q_1\cos\varphi_{Q_1} \tag{4-33}$$

将各分潮相角 ψ 用基本天文变量的 Doodson 数组合表示，则存在如下关系：

$$\begin{aligned} \varphi_{M_2} - \varphi_{Q_1} &= \varphi_{K_1} - (g_{K_1} + g_{O_1} - g_{M_2}) = \varphi_{K_1} + a_1 = \tau_1 \\ \varphi_{S_2} - \varphi_{O_1} &= \varphi_{K_1} - (g_{K_1} + g_{P_1} - g_{S_2}) = \varphi_{K_1} + a_2 = \tau_2 \\ \varphi_{N_2} - \varphi_{Q_1} &\doteq \varphi_{K_1} - (g_{K_1} + g_{O_1} - g_{N_2}) = \varphi_{K_1} + a_3 = \tau_3 \\ \varphi_{K_2} &= 2\varphi_{K_1} + 2g_{K_1} - g_{K_2} = 2\varphi_{K_1} + a_4 \end{aligned} \tag{4-34}$$

于是以分潮相角为变量(时间 t 引含在分潮相角中)的潮高表达式为：

$$h(t) = M_2\cos\varphi_2 + O_1\cos(\varphi_{M_2} - \tau_1) + S_2\cos\varphi_S + P_1\cos(\varphi_{S_2} - \tau_2) + N_2\cos\varphi_N + P_1\cos(\varphi_{N_2} - \tau_3) + K_2\cos(\varphi_{K_1} + a_4) + K_1\cos\varphi_{K_2} \tag{4-35}$$

对每对分潮的叠加形式 $A\cos\varphi + B\cos(\varphi - \tau)$ 可进行如下变换：

$$A\cos\varphi + B\cos(\varphi - \tau) = (A + B\cos\tau)\cos\varphi + B\sin\tau\sin\varphi \tag{4-36}$$

令

$$A + B\cos\tau = R\cos\varepsilon, B\sin\tau = R\sin\varepsilon \tag{4-37}$$

则得：

$$A\cos\varphi + B\cos(\varphi - \tau) = R\cos(\varphi - \varepsilon) \tag{4-38}$$

其中，

$$R = \sqrt{A^2 + B^2 + 2AB\cos\tau}, \varepsilon = \arctan\frac{B\sin\tau}{A + B\cos\tau} \tag{4-39}$$

将式(4-36)～式(4-38)的处理过程代入式(4-35)，得到以4个分潮的相角为变量的复杂函数：

$$h(\varphi_{K_1}, \varphi_{M_2}, \varphi_{S_2}, \varphi_{N_2}) = K_1\cos(\varphi_{K_1}) + K_2\cos(2\varphi_{K_1} + a_4) + R_1\cos(\varphi_{M_2} - \varepsilon_1) + R_2\cos(\varphi_{S_2} - \varepsilon_2) + R_3\cos(\varphi_{N_2} - \varepsilon_3) \tag{4-40}$$

注意到后三项的振幅及迟角也均是 K_1 分潮相角的函数：

$$\begin{aligned} R_1 &= \sqrt{M_2^2 + O_1^2 + 2M_2O_1\cos\tau_1}, \varepsilon_1 = \arctan\frac{O_1\sin\tau_1}{M_2 + O_1\cos\tau_1} \\ R_2 &= \sqrt{S_2^2 + P_1^2 + 2S_2P_1\cos\tau_2}, \varepsilon_2 = \arctan\frac{P_1\sin\tau_2}{S_2 + P_1\cos\tau_2} \\ R_3 &= \sqrt{N_2^2 + O_1^2 + 2N_2O_1\cos\tau_3}, \varepsilon_3 = \arctan\frac{Q_1\sin\tau_3}{N_2 + Q_1\cos\tau_3} \end{aligned} \tag{4-41}$$

直接求式(4-40)的极值仍很困难。于是采用进一步的近似处理，首先化简它们为极小值形式，即取

$$\varphi_{M_2} - \varepsilon_1 = 180°, \varphi_{S_2} - \varepsilon_2 = 180°, \varphi_{N_2} - \varepsilon_3 = 180° \tag{4-42}$$

于是，潮高表达式仅变为以 K_1 分潮相角为自变量的单变量函数：

$$h(\varphi_{K_1}) = K_1\cos(\varphi_{K_1}) + K_2\cos(2\varphi_{K_1} + a_4) - (R_1 + R_2 + R_3) \tag{4-43}$$

对该表达式在 K_1 分潮相角的一个变化周期内以适当取值间隔对自变量离散化，获得一组函数值，取最小值（符号为负，绝对值最大）即得所需深度基准相对于平均海平面的差距 L，L 值通常以绝对值表示。

3. 深度基准面计算中的几个关键技术问题

1）f 的选取

在式（4-32）中，交点因子被合并到分潮振幅中，不同的取值会产生不同的深度基准值。为了获得最低潮位值，应考虑交点因子的最大影响，而各分潮的 f 值是不同的，当变化周期基本为 18.61 年，即主要取决于月球轨道升交点经度，两个太阳分潮 S_2 和 P_1 的交点因子恒为 1，对于分潮 M_2 和 N_2，当 $N=180°$ 时，f 取值最大；当 $N=0°$ 时，f 取值最小。而 3 个其余全日分潮的 f 值与 N 的关系则与这两个半日分潮刚好相反，因此，需根据潮汐性质取不同的 f 值组合。由于交点因子取月球升交点赤经的两个特殊角，因此，在分潮相角定义和不同分潮相角关系表示中，略去 u 不会对计算结果产生影响。

2）关于浅海分潮和长周期潮改正的算法

利用 8 个分潮计算可能的最低水位的优点在于可将分潮分为 4 对，每对分潮的相角组合都与 K_1 分潮的相位有关，从而使得简化后极值解可以在 K_1 分潮的一个周期内寻找。当考虑更多的分潮时，分潮之间则不再有类似的关系，此时需采用附加修正的方法给予处理。

浅海分潮的相角与其源分潮的相角有如下关系：

$$\begin{aligned}\varphi_{M_4} &= 2\varphi_{M_2} + 2g_{M_3} - g_{M_4}\\ \varphi_{M_6} &= 3\varphi_{M_2} + 3g_{M_3} - g_{M_6}\\ \varphi_{MS_4} &= \varphi_{M_2} + \varphi_{S_2} + g_{M_3} + g_{S_2} - g_{MS_4}\end{aligned} \tag{4-44}$$

考虑式（4-42）的前两式，可得浅海分潮相角与辅助角 ε 的关系，进而与 τ、与 K_1 分潮相角的关系。从而根据式（4-43）取极小值的 K_1 分潮相角推导得到满足式（4-42）的主要分潮 M_2 与 S_2 的相角，再由式（4-44）得到浅海分潮相角，从而计算浅海分潮对深度基准值的修正：

$$\Delta L_{\text{Shallow}} = f_{M_4}H_{M_4}\cos\varphi_{M_4} + f_{M_6}H_{M_6}\cos\varphi_{M_6} + f_{MS_4}H_{MS_4}\cos\varphi_{MS_4} \tag{4-45}$$

两个主要长周期的相角可表示为：

$$\varphi_{S_a} = \varphi_{K_1} - \frac{1}{2}\varepsilon_2 + g_{K_1} - \frac{1}{2}g_{S_2} - g_{S_a} - 180° \tag{4-46}$$

$$\varphi_{S_a} = 2\varphi_{K_1} - \varepsilon_2 + 2g_{K_1} - g_{S_2} - gs_{S_a} \tag{4-47}$$

根据式（4-45），取极小值的 K_1 分潮相角，可获得这两个长周期分潮的相角，从而计算对深度基准值的改正量，

$$\Delta L_{\mathrm{long}} = H_{S_a}\cos\varphi_{S_a} + H_{S_{Sa}}\cos\varphi_{S_{Sa}} \tag{4-48}$$

理论深度基准面相对于平均海平面的数值是通过简化的计算模型得到的，在这些简化处理过程中多次引入近似假设。第一个主要假设出现在式(4-42)中，从而使式(4-40)先获得后三项的部分极小值形式，将多变量函数变为单自变量函数，这个处理方式可能使最终获得的计算值偏大。而浅海分潮和长周期潮改正是另外一个主要近似，即这些分潮贡献对深度基准数值的修正是在取极值时的 K_1 分潮相角处获得的，而不是所有分潮的综合极小值，这样的改正有可能反映不出这几个分潮的贡献。

两个长周期分潮名义上为分潮，但其主要动因并不是天文引潮势，而是气象因素影响，需要一年以上水位观测数据分析求得，而实践表明，这两个长周期分潮的年际差异较大，应采用怎样的数据尚待研究。

到目前为止，对理论深度基准面的计算方法和结果并没有系统的评价研究，包含的问题是为了深度基准值计算的稳定性，应对所采用的潮汐调和常数提出怎样的质量要求，即要求调和常数的精度如何。用极值方法计算的深度基准面本身不顾及航海保证率要求，若海平面动态变化仅由潮汐引起，而没有非潮汐因素作用，且潮高表示模型是完善的(及其他小分潮可以完全忽略不计)，则这样计算的基准面的航海保证率应为100%。但考虑到非潮汐因素和其他分潮的影响，可能使其保证率略有降低，从而与95%的航海保证率原则基本适应。

海图深度基准面是相对于当地平均海平面定义的，平均海平面实质上是海图深度的更高一级基准。就海洋的深度稳定表示而言，具有稳定的平均海平面和深度基准面在其下的数值已经足够，这两个面本身构成独立的垂直基准体系，而不必归算到国家统一高程系统，因为在海洋上，人们主要关心海洋的深度，即水层厚度，一般并不需要海底的高程信息。

直接的水位观测值以水尺零点为基准，因此，计算所得的长期平均海平面高度也是相对该零点的，即平均海平面首先在水尺零点上标定。根据计算的深度基准值 L，也可以将深度基准面标定到水尺零点上。为了水位改正的需要或潮汐预报的需要，通常水位从理论深度基准面(也作为潮高起算面)起算，这时则是将海图深度基准面作为零点，通过对水尺零点数据采用一个简单的变化来实现。

为了近岸海图与陆图的拼接，必须首先统一两者的垂直基准，基本方法是纳入到国家高程体系。沿岸验潮站在设立时，同时设立验潮站工作水准点和主要水准点，这些水准点不仅可监测和修正水尺零点的变化，还与国家水准网相连接，因此，可方便地获得水尺零点的高程，进而求得当地平均海平面在国家高程系中的高程及海图深度基准面相对于国家高程零点的差距，该量也为海图水深

与陆图高程不符值。

平均海平面和海图深度基准面的求定精度决定于测深精度的要求，用于水位控制的平均海平面显然并不必要像定义国家高程基准那样高的精度，但应高于测深精度，对于沿岸浅海区，一般其误差应不大于 10 cm。而因为深度基准面相对平均海平面定义，所以，平均海平面的精度应更高，在不同海区，不同时间长度的平均海平面稳定性不同，但水位观测时间长度应至少达到一年以上。在布设于外海的验潮站（包括岛屿验潮站和海底水位计），其平均海平面等数值无法以足够高的精度标定到国家高程体系，而在这类区域，因无拼图需要，这种标定实际上也失去了意义。因此，只需相对于水尺零点计算平均海平面和深度基准面，并把深度基准面视为零，则可直接用于水位控制。在开阔的深海，测深精度降低，同时海平面潮汐变化减弱，因此，实践中，对深于 200 m 的海洋在海平面的变化量不显著（测深精度低于海平面变化量）时，不需水位归算，实际上对瞬时海平面、平均海平面和海图深度基准面不再加以区别。

4.4　基准传递与推估

只有在长期验潮站才能获得稳定的平均海平面，而长期验潮站不可能以足够高的密度布设，而通常在测量期间布设短期或临时验潮站，在这些验潮站上只能获得短期平均海平面，而水位控制所需的稳定海平面基准必须通过传递方法推估得到。

4.4.1　短期验潮站平均海平面的确定

根据附近长期验潮站信息推求短期验潮站稳定（长期）平均海平面的方法有三种：水准联测法、同步改正法、线性关系最小二乘拟合法（回归分析法）。不论采用哪种方法，其传递精度应满足对平均海平面的要求，传递误差应小于水深测量误差。

1. 水准联测法

若长期验潮站和短期验潮站的水准点均连接在国家水准网中，或两站水准点间可直接进行水准观测，则两站主要水准点的高差为：

$$h_{AB} = H_B - H_A \tag{4-49}$$

长期验潮站长期平均海平面的高程 H_{0A} 可由水尺零点在水准点下的高度 h_{0A}（正值表示）和平均海平面在水尺零点上的高度 MSL_A 获得：

$$H_{0A} = H_A - h_{0A} + MSL_A \tag{4-50}$$

假定两验潮站的长期平均海平面位于同一等位面上，则有：

$$H_{0B} = H_{0A} \tag{4-51}$$

于是，短期验潮站 B 的长期平均海平面在水尺零点上的高度为：

$$\mathrm{MSL}_B = h_{0B} - (H_B - H_{0B}) = h_{0B} - h_{AB} - h_{0A} + \mathrm{MSL}_A \tag{4-52}$$

其中，h_{0B}为短期验潮站水尺零点在水准点下的垂直距离（高度，记为正值）。

该方法的适用条件是两站水准点之间的高差必须可以以较高的精度计算或直接观测，因此，验潮站必须在陆地沿岸。另外，两验潮站的平均海平面处于同一等位面上，这就忽略了海平面地形的影响，但在近距离范围内，其影响可以不考虑。

2. 同步改正法

基本原理是在同一短时间内，两验潮站短期平均海平面与长期平均海平面的差距（称为短期平均海平面距平）一致，其依据是两验潮站的气象对水位作用的平均效应及长周期分潮贡献相同，一定时间长度的平均海平面已基本消除了主要潮汐成分的作用，所以潮汐性质的不同对传递精度的影响不大。

在长期验潮站有以水尺零点为基准的长期和两站同步期间的短期平均海平面 MSL_{AL}、MSL_{AS}，据此，在长期验潮站处，平均海平面的短期距平为：

$$\Delta\mathrm{MSL}_A = \mathrm{MSL}_{AS} - \mathrm{MSL}_{AL} \tag{4-53}$$

在短期验潮站可写出相同的距平公式为：

$$\Delta\mathrm{MSL}_B = \mathrm{MSL}_{BS} - \mathrm{MSL}_{BL} \tag{4-54}$$

在两站短期距平相等（$\Delta\mathrm{MSL}_B = \Delta\mathrm{MSL}_A$）的假设下，求得短期站的长期平均海平面（相对于本验潮站水尺零点）的高度为：

$$\mathrm{MSL}_{BL} = \mathrm{MSL}_{BS} - \mathrm{MSL}_{AS} + \mathrm{MSL}_{AL} \tag{4-55}$$

用这种方法实施平均海平面传递的可靠性取决于其假设条件的可靠性和同步时间长度。该法在对两站距离不太远的条件下，对验潮站的种类没有特殊要求，可以传递沿岸和岛屿验潮站的稳定平均海平面。

3. 线性关系最小二乘拟合法

上面的同步改正法假定两验潮站的平均海平面短期距平相等，下面将该假设进一步放宽，认为两站的平均海平面短期距平具有比例关系：

$$\Delta\mathrm{MSL}_B = k\Delta\mathrm{MSL}_A \tag{4-56}$$

这样的假设与实际情况更为接近，因为这种比例关系实质上考虑到了两站天文、气象效应在不同的水深和岸形作用下表现的量值不同。

根据式(4-53)和式(4-54)，将式(4-56)展开，有：

$$\mathrm{MSL}_{BS} = k\mathrm{MSL}_{AS} + \mathrm{MSL}_{BL} - k\mathrm{MSL}_{AL} \tag{4-57}$$

令

$$\mathrm{MSL}_{BL} = k\mathrm{MSL}_{AL} + C \tag{4-58}$$

则短期平均海平面有如下关系：

$$MSL_{BS} = kMSL_{AS} + C \tag{4-59}$$

即两站的长期平均海平面与短期平均海平面有相同的线性关系，常数 C 的意义是两站水尺零点偏差。

剩下的问题则是对参数 k 和 C 的估计。取两站同步期间的日平均海平面序列，获得一系列形如式(4-59)的观测方程，在这些方程中，因为两站的日平均海平面均是具有一定误差的观测量，故可以将式(4-59)的关系看作线性回归问题，而两个参数的估计可由最小二乘法实现。求得参数后，代入式(4-58)，并顾及长期站平均海平面为已知，故可得短期验潮站的长期平均海平面。

作为参数估计问题，可以根据平差理论对两个参数的精度进行估计，并根据误差传播定律对由式(4-58)获得的短期站长期平均海平面进行精度评定。作为回归分析问题，上述求得的参数则可视为回归系数，并可进行方差分析和回归方程显著性检验，根据检验结果对模型本身的合理性，即有关假定合理性的评价。

4. 多站传递推估数据的处理

有时会有两个以上同步观测的长期验潮站可以用于平均海平面传递，此时可用每个验潮站实现传递获得多组短期验潮站平均海平面估计，然后根据短期站与长期站的空间分布或单纯以距离倒数加权得最后结果。

当用两个以上已知的长期验潮站与短期验潮站同步观测时，可直接对两个已知站按二维回归方法，即用回归平面实现平均海平面传递。

4.4.2　深度基准面传递与推估

用短期验潮站的观测数据进行潮汐分析难以得到稳定的潮汐调和常数，不稳定的调和常数用于直接按深度基准面确定方法计算的深度基准值 L 是不可靠的，因此，海图深度基准面需采用传递的方法推估。海图深度基准面传递的主要方法是潮差比法，因为深度基准面数值等效于最大半潮差，可以假定两站的短期潮差比与两站的理想最大潮差比相等，即有：

$$\frac{R_B}{R_A} = \frac{L_B}{L_A} = r \tag{4-60}$$

因此，由同步观测时间的潮差比 r 可以获得短期站的深度基准值，

$$L_B = rL_A \tag{4-61}$$

由短期站的平均海平面高度获得深度基准面在水尺零点上的高度，

$$H_{L_B} = MSL_B - L_B \tag{4-62}$$

实践证明，深度基准面的这种传递方法精度较差，这可能是因为式(4-60)的假设与实际情况有一定偏差及理论深度基准面本身的极值意义在不同点有所不同。因此，在有多个已知长期验潮站时，通常采用深度基准值的直接内插推估方

法，如采用距离倒数加权内插法：

$$L = \sum_{i=1}^{n} \frac{L_i}{S_i} \Big/ \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{S_i} \tag{4-63}$$

或在长期站和短期站调和常数已知时，以略最低潮面值为中介，即按如下方法推估：

$$L = \left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \frac{L_i}{(H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_1} + H_{O_1})_i}\right](H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_1} + H_{O_1}) \tag{4-64}$$

4.4.3 平均海平面和深度基准面的综合传递

平均海平面与深度基准面的综合传递法可采用两类数据，即两站的逐时水位观测序列和对应的日平均海平面高、低潮序列，前者称为曲线比较法。

曲线比较法是假设长期验潮站和短期验潮站的水位序列分别可表示为 $C(i)$、$D(i)$，二者的关系可用数学模型表示为：

$$D(i) = xC(i + y) + z \tag{4-65}$$

其中，x 表示两站的潮差比；y 为两站间潮波传播延迟系数，即潮时差；z 为基准面偏差。

实际水位序列用离散化函数表示，体现了不同分潮叠加及非潮汐作用共同影响下的复杂形式。计算时，首先取前两个参数的近似值 $x_0 = 1$、$y_0 = 0$ 对式(4-65)序列线性化，得线性化后的误差方程：

$$V = AX - l \tag{4-66}$$

其中，$l_i = x_0 C(i + y_0) - D(i)$；$A$ 矩阵的第 i 行元素为$\left[C(i+y_0), x_0\dfrac{\partial C(i+y_0)}{\partial y}, 1\right]$，前两项用函数插值法得到，而未知数向量为 $X = [\Delta x, \Delta y, \Delta z]^{\mathrm{T}}$。

在最小二乘意义下对式(4-66)求解，获得 X 后，由

$$(x, y, z)^{\mathrm{T}} = (x_0, y_0, z)^{\mathrm{T}} + (\Delta x, \Delta y, 0)^{\mathrm{T}} \tag{4-67}$$

再次作为近似值迭代求解。

最终的 x 值即深度基准值传递所需的潮差比。事实上，由于每天各分潮的相互作用不同，用日观测序列求得的 x 值不够稳定，用于传递基准面需要较长时间的观测资料求平均意义下的潮差比。认为平均海平面和深度基准面作为特定的观测量也满足式(4-64)，此时不必顾及潮时差的作用，也可实现平均海平面和深度基准值的传递。平均海平面序列与高、低潮序列综合推估法认为长期验潮站和短期验潮站的日平均海平面序列、高、低潮序列同时满足式(4-59)，长期平均海平面、最高潮位、最低潮位同时满足式(4-58)，则在最小二乘意义下求解参数后，实现平均海平面与深度基准面的传递。

4.5　海洋垂直基准统一框架

4.5.1　平均海平面作为海洋统一垂直参考基准

在大地测量数据表示中，人们总希望用大地水准面作为统一的垂直基准，这不仅使垂直方向的测量信息具有明确的物理意义，同时也使得测量点在统一的三维坐标框架中能够得以表示。但目前建立厘米级的高精度大地水准面仍是大地测量学家努力研究的目标。利用验潮站的长期观测数据可以获得具有厘米级精度的平均海平面，因此，各国的高程系统都用特定验潮站的长期平均海平面来确定。

在海洋上，大地水准面也同样具有重要意义，可以说，它是大地测量与海洋学之间密切联系的一个纽带。大地水准面是与全球平均海平面形状最为接近的地球重力场等位面。由于恒定的海洋动力原因，不同验潮站的平均海平面并不处于同一等位面上，这是由于实际平均海平面相对大地水准面的起伏正是维持大规模海洋环流的原因，若将各验潮站的平均海平面以大地水准面为基准表示，则海平面地形就会得以呈现。

海洋大地水准面有四种定义，其中三种与海平面地形有关，即在不同意义下使平均海平面分布在大地水准面之上或其下的机会均等，对实际稳态海洋面实现了均分。

海道测量实践证明，无论是长期平均海平面的直接计算，还是短期站平均海平面的传递，都可达到较高的精度。这样，若以当地平均海平面为垂直基准，就可以获得以该垂直基准表示的深度，即平均水深或无扰动水深。在地学意义上，通过施加海平面地形改正，则可获得以大地水准面为基准的深度。以平均海平面表示的深度与以大地水准面表示的深度存在量值和海平面地形高度的差值。

在海道测量中，以海图深度基准面为基准表示的深度主要方便于航海应用和为航海安全提供保障，但深度基准面的直接计算和传递误差均较大，这样，在同一测区，不同观测年份或用不同验潮站组合确定的深度基准面可能存在较大的偏差，不便于海洋深度的唯一描述。

平均海平面具有很高的观测和计算精度，可以作为海道测量的基本垂直基准，并用于海洋深度基础地理信息的表示。对于以海图深度基准面为基准表示的传统航海图，可通过基准变换得到以平均海平面为基准的深度。

4.5.2　以椭球面作为海洋统一垂直参考基准

在所采用的海洋垂直基准参考面中，椭球面、大地水准面是连续的，而海图

理论深度基准面却是不连续的、有缝的。随着 GPS 在河道/海道测量中的广泛应用，ADAMS Ruth 2003 年提出了以椭球面为海洋统一垂直基准面，建立海洋无缝垂直参考基准面的思想。基于该思想，加拿大 New Brunswick 大学(UNB)的海洋图形组 OMG 在 Saint John 河上建立了无缝垂直参考基准面，并构造了相关的模型。下面介绍这种以椭球面为海洋统一垂直参考基准的相关理论和方法。

随着 GPS RTK 在河道测量中的广泛应用，将 GPS 实测的大地高转换为具有较强实用价值的海图高变得越来越迫切。大地高转换为海图高需要两步来实现，即从大地高到正高，然后再到海图高。对于第一步转换，可采用几何法或大地水准面模型法，后者往往需要精化，以提高模型的精度。对于第二步转换，由于海图深度基准的定义是离散的和跳变的，若将其直接应用于水下地形测量，势必导致实测河床与实际不匹配，并在相邻海图深度基准定义段的界面处出现跳跃性地形。为此，必需建立一个既能反映已有的海图基准定义，又能反映海图基准变化连续性和渐进性的海图基准高程模型。

对于大地高到正高的转换，通常采用基于大地水准面模型的几何修正法。大地水准面模型虽在整个国家区域内实现了与实际大地水准面间偏差最小，但难以保证与局域大地水准面紧密吻合，为此，必须对其进行局域修正。这种局域偏差主要是由于重力数据或水准点比较稀少或分布不均匀所致，因而可以认为，这种偏差是位置的函数，并能够采用与位置相关的几何方法对其进行描述。大地水准面模型的修正需满足一定数量和分布的 GPS 水准点。在这些点上，首先利用大地水准面模型计算这些点上的大地水准面差距 N_m；再利用各点上的大地高 h 和正高 H_L^o 计算大地水准面差距 N_L，比较 N_m 和 N_L，其差值反映了大地水准面模型在局域的误差 ΔN。ΔN 随位置的变化实际上反映了大地水准面模型在这个区域的偏差分布。结合这些 GPS 水准点的位置，建立大地水准面模型的几何修正模型，并计算实际的大地水准面差距 N。

$$\begin{aligned} \Delta N(B,L) &= N_m(B,L) - (h - H_L^o) = cX^{\mathrm{T}} + v \\ N(B,L) &= N_m(B,L) - \Delta N(B,L) \end{aligned} \tag{4-68}$$

几何法也是一种确定局域大地水准面的方法。利用一定数量的、均匀分布的 GPS 水准点，也可构造大地水准面差距的几何模型，直接反映大地水准面差距在局域的变化。

$$\begin{aligned} N(\Delta B,\Delta L) &= f(\Delta B,\Delta L) \\ \Delta B = B - B_0&,\Delta L = L - L_0 \end{aligned} \tag{4-69}$$

物理大地水准面模型是利用重力、水准和 DTM 等数据，通过复杂的模型计算而获得的，因而建立精确的模型比较复杂，尤其对于模型确定所需的数据比较少的情况。与此同时，物理大地水准面模型在大的区域内实现了与实际大地水

准面的最好吻合，但在局域还与实际存在着一定的出入，因而需要修正后才能精确反映局域大地水准面。需要指出的是，物理大地水准面模型一旦建立，可长久使用。而对于纯几何法，只要 GPS 水准点足够多、分布理想，便可在小区域范围内拟合一个反映大地水准面起伏变化的几何模型，该方法简单易行，但仅适用大地水准面差距变化不大、地形相对平坦的小区域。局域大地水准面模型确定后，便可将大地高 h 转换为正高 H^o，

$$H^o(B,L) = h(B,L) - N(B,L) \tag{4-70}$$

海图深度基准面是根据验潮站常年的潮位观测资料建立的。可以利用水准联测，获得该基准面相对大地水准面的高程，即海图基准高程。下面利用潮位站上这两个基准面之间的关系，介绍一种横断面线性内插法，实现正高向海图高的转换。

对于相邻两个海图基准定义点 $T_1(x_1,y_1)$ 和 $T_2(x_2,y_2)$，则位于 T_1 和 T_2 河段间的任意一点 $P(x,y)$ 在 $T_1\ T_2$ 连线上的投影点 P' 的坐标 (x',y') 为：

$$x' = \frac{x + k_0y - k_0b_0}{k_0^2 + 1}, y' = k_0x' + b_0$$
$$k_0 = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}, b_0 = y_1 - k_0x_1 \tag{4-71}$$

如果 T_1 和 T_2 上的海图基准高程分别为 h_1^c 和 h_2^c，则 P 点的海图基准高程 h_P^c 可通过如下模型确定：

$$h_P^c = h_1^c + S_{T_1P}\frac{(h_2^c - h_1^c)}{S_{T_1T_2}} \tag{4-72}$$

式中，S_{T_1P} 为 T_1 到 P 之间的距离；$S_{T_1T_2}$ 为 T_1 和 T_2 之间的距离。

获得了海图基准高程的内插模型后，便可实现正高 H^o 向海图高 H^c 的转换，

$$H^c = H^0 + h^c \tag{4-73}$$

基于上述思想，OMG UNB 在 Saint John 河上实现了 GPS 实测的 NAD83 大地高到 CD2000 海图高的转换，并克服了海图深度基准不连续所带来的高程转换问题。沿着 Saint John 河分布着 13 个验潮站，从 Fredericton 到 Indian Town，海图基准高程的变化小于 1m；而从 Indian Town 到 Saint John，海图基准高程的变化达到了 4.5m。经上述两步转换后，在 Saint John 河，NAD83 椭球面到 CD2000 海图基准面间的分离模型便被建立，由于该模型是位置的函数，因而利用该函数可计算河段内任何位置的总分离量（见图 4-5）。从图 4-5 可以看出，从 Fredericton 到 Indian Town 的等值线分布均匀，但从 Indian Town 到 Saint John 的等值线分布比较密集，这主要是由于海图基准高程的跳变引起的。

上述方法实现了从椭球面到海图深度基准面的转换，实际上也就保证了海

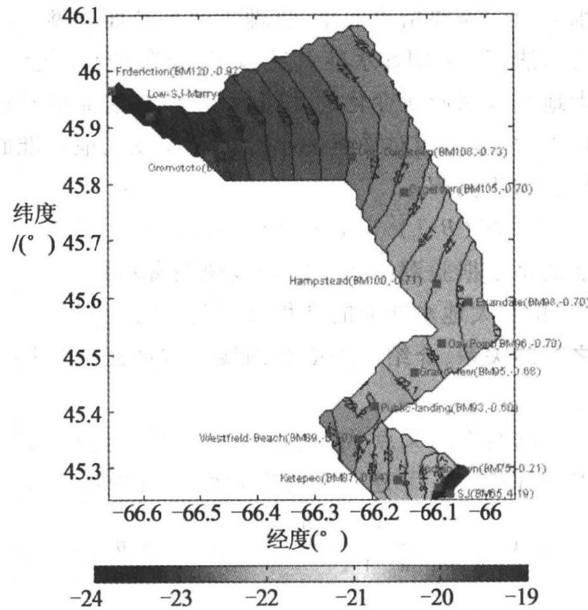


图 4-5 Saint John 河 NAD83 椭球面到 CD2000 海图深度基准面间差距的分布

洋垂直基准间分离变化的连续性和局域无缝垂直参考基准面的建立。

4.6 本章小结

垂直基准是多波束测量中一个非常重要的参考依据,是最终成果的表达参考。不同于陆地测量,多波束测量中垂直基准是变化的,且具有瞬间性。

为了获得可靠的多波束在垂直方向的成果表达,本章系统地介绍了两种垂直基准的确定方法,一种是基于传统潮位测量的多波束瞬时基准确定方法,另一种是基于 GPS 潮位测量技术,研究了在航潮位的确定和计算方法。

由于 GPS 在航潮位测量涉及的基准面比较多,且理论深度基准面具有跳变和不连续等特点,为此,本章在最后介绍了无缝垂直基准面的选择和垂直基准转换关系的确定,并根据最新的研究成果给出了一些有益的结论和建议。

参考文献

[1]刘雁春,肖付民,暴景阳,等.海道测量学概论[M].北京:中国地图出版社,2006.

[2]赵建虎，张红梅，John E Hughes Clarke. 局部无缝垂直参考基准面的建立方法研究[J]. 武汉大学学报·信息科学版，2006,31(5):448-450.

[3]赵建虎，刘经南. 顾及非格网数据考虑地形改正的 GPS 水准高程拟合[J]. 武汉测绘科技大学学报，1999,24(4):346-350.

[4]赵建虎，张红梅. 高精度 GPS 水准高程求解算法研究[J]. 测绘信息与工程，2001(3):27-29.

[5] Zhao Jianhu, Hughes Clark J E, Brucker S, et al . On-the-fly GPS Tide Measurement Along Saint John River[J]. International Hydrographic Review, 2004, 5 (3):48-58.

[6]高伟，徐绍铨. GPS 高程分区拟合转换正常高的研究[J]. 武汉大学学报:信息科学版，2004,29(10):908-911.

[7]方国洪，王骥，陈宗镛，等. 潮汐和潮流的分析与预报[M]. 北京:海洋出版社，1986.

[8]中国人民解放军海军司令部海道测量部. 实用潮汐学[M]. 天津:中国人民解放军海军司令部海道测量部，1959.

[9]孟德润，田光耀，刘雁春. 海洋潮汐学[M]. 北京:海潮出版社，1993.

[10]刘克修，王骥. 关于工程潮位计算的若干问题[J]. 海洋技术，1999(4):46-55.

[11]王骥. 潮汐非调和常数的计算方法 1·原理[J]. 海洋科学，1984(5a):1-9.

[12]王骥. 潮汐非调和常数的计算方法 2·人工计算过程[J]. 海洋科学，1984(6b):4-8.

[13]管泽霖，管铮，翟国君. 海面地形与高程基准[M]. 北京:测绘出版社，1996.

[14]叶长久，刘家伟. 海道测量学[M]. 北京:海潮出版社，1993.

[15]Chang C C, Lee H W. Preliminary Test of Tide-independent Bathymetric Measurment Based on GPS[J]. Geomatics Research Australasia, 2002, 76:23-26.

[16]Erol B, Celik R N, Erol S. Using GPS and Leveling Data in Local Precise Geoid Determination and Case Study[J]. Geophysical Research Abstract, 2003(5):43-56.

第5章　声速及声线跟踪

在各种水下辐射形式中，以声波在海水中的传播为最佳。海洋传递声音的性能比大气好得多，且在海洋中，声波的衰减远小于无线电波的衰减。水声的这些特性使它成为海洋工程的重要工具，作为通信、导航、探测和监测手段，水声技术被广泛地用于海洋开发和军事领域。

在多波束测量中，由于多个波束分布于同一个扇面内，波束的发射方向与垂面或平行，或存在一定的夹角。声波是声呐测深系统的测量工具，波束在水中的传播路径完全取决于声速在水中的传播特性。由于海水为非均匀介质体，入射角不为零的波束在海水中的传播轨迹为一连续折线或曲线，当深度较深时，简单的一级近似势必会给波束脚印（海底投射点）位置的计算带来较大的误差。因此，必须对海水中声速的变化特性和声线的实际轨迹进行深入的研究。

声速一般通过直接法（仪器测定）和间接法（声速经验模型）来确定。直接法在多波束作业中被广泛采用，但由于测定声速的剖面仪价格昂贵，加之实际作业中，声速剖面站的布设不可能将整个测区覆盖，其代表性误差对声线跟踪也有一定的影响，特殊情况下，影响还比较大。为了削弱这一以“点”代“面”所带来的影响，实际作业和计算中，间接法也成为获得声速的一种有效手段。考虑多波束具有作业深度大、应用范围广的特点，因此，确定适合多波束的最优声速经验模型是非常必要的。

声速决定着声线，只有根据声速在海水中的传播特性，才能研究声线的变化特征，并进行精确跟踪，获得波束脚印的实际位置，因而声线跟踪模型的正确与否直接关系着多波束最终测量成果的精度。

5.1　海洋声学

1490年，意大利列昂纳多·芬奇在摘记中写道：“如果使船停航，将长管的一端插入水中，而将管的开口放在耳旁，则能听到远处的航船。”它是人类利用水声探测水下目标的最早记载。这种原始“声呐”直到第一次世界大战还被广为采用。水声的第一次定量测量在1827年，瑞士物理学家D. Colladon和法国数学家C. Sturm合作，在日内瓦测量了声速，测得的声速值为1 435 m/s，与现代测

量值十分接近。水声换能在 1840 年取得了突破性的进展，焦耳发现了磁致伸缩效应；1880 年，皮埃尔·居里发现了压电效应；在此基础上，后人支撑和发展了水声压电换能器和磁致伸缩换能器，实现水中电能和声能之间的转换；1912 年，英国“泰坦尼克号”和冰山相撞海难事件发生后不久，英国人 L. F. Richardson 提出水下回声定位方案；到了第一次世界大战后期，反潜成为一个主要研究方向。法国物理学家 B. Langeven 和俄国电气工程师 C. Chilowsky 采用电容发射器和碳粒接收器作了水下目标的探测实验，1916 年接收到海底回波和 200 m 以外的一块装甲板的回波；1917 年，Langeven 研究成功了石英-钢夹心换能器，并利用了真空管放大器，首次将电子学应用于水声技术；1918 年，他成功地探测到 1 500m 以外的水下潜艇的反射声，首次实现了利用回声探测水下目标。随着水声技术的持续发展，1925 年，研制了用于船舶导航的水声设备——回声测深仪。第二次世界大战进一步推动了水声技术的发展，取得的主要成果有主、被动声呐、水声制导鱼雷、音响水雷和扫描声呐等。第二次世界大战以后，随着电子信息技术和水声技术的迅速发展，形成了低频、大功率、大基阵和综合信号处理为特征的新一代声呐。近年来，最佳时空增益处理机理论的发展、信号处理的自适应技术和大规模集成电路的应用，又酝酿更新一代水声设备的诞生。

两次大战期间，人们对海水中声波传播的规律了解甚少，感到探测距离随季节和一天的“早、中、晚”变幻莫测，使水声设备的使用受到限制，“下午效应”（即声速随温度的降低而产生的变化）就是这方面的一个例子。这些反而促进了各国海军进行水声物理方面的一系列研究，并得出了一系列规律。这些规律包括海水中声速变化对声线的影响；用射线理论分析海洋中的声传规律；海洋中声传播衰减规律和吸收机理；海底、海面的声学特性及对声传播的影响；舰船噪声、混响、海洋环境噪声等水声干扰特性；舰船等目标的反射本领等。这些为水声设备合理参数的选择提供了重要的依据，并形成了一门独立的学科——海洋水声学。第二次世界大战后，水声技术在民用方面的应用日益广泛，海洋开发、捕鱼、海底地质测绘、导航、水下机器人研制等方面都有水声设备的应用。

海洋声学主要是研究声波在海洋中传播的特性、规律和利用声波探测海洋的学科。是海洋学和声学的边缘学科，也是物理海洋学的分支。

海洋声学的基本内容包括三个方面：

（1）声波在海水中传播的规律和海洋环境条件对声传播的影响，主要包括不同水文和地质条件下声波的传播规律，海水对声的吸收、声波的起伏、散射和海洋噪声等。

（2）利用声波探测海洋。

（3）海洋声学技术和仪器。

声波在多波束测量中扮演着重要的角色，为此，下面介绍与海洋测绘相关的一些海洋声学知识、技术及其在海洋测绘中的应用。

5.1.1 海洋声速

海水中的声速随着温度、盐度和压力的增加而增加，是压力 P(bar)或深度 Z(m)的线性函数，是温度 T(℃)、盐度 S 的非线性函数。海水中的声速可以用声速剖面来描述。声速剖面亦称声速垂直分布，反映的是声速沿深度的变化规律。声速随深度的相对变化率，即单位深度内声速的相对变化量，称之为声速梯度，单位为 1/s。声速梯度可表达为：

$$\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}Z}=\frac{\partial C}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial Z}+\frac{\partial C}{\partial S}\frac{\partial S}{\partial Z}+\frac{\partial C}{\partial P}\frac{\partial P}{\partial Z} \tag{5-1}$$

令 C_T、C_S、C_P 分别为温度、盐度、流体静压力沿深度方向的梯度。假设一个海区中盐度随深度的变化很小，C_S 可以略去不计；C_P 可视为常量，即 $C_P=0.1\text{bar/m}$，故有：

$$\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}Z}=C_T\frac{\partial C}{\partial T}+0.1\frac{\partial C}{\partial P}$$

式中，$\partial C/\partial T$ 和 $\partial C/\partial P$ 可由海水声速经验公式获得。

经实际测量，海水温度变化 1℃，海水声速变化约为原来的 0.35%；盐度每增加 1‰，声速约增加 1.14 m/s；深度每增加 100m，声速约增加 1.75 m/s。其中以水温变化对声速的影响为最大。根据海区常见的水文条件(图 5-1(a))及静压力随深度的变化(图 5-1(b))，根据声速经验公式可绘出典型的声速剖面图(图 5-1(c))。

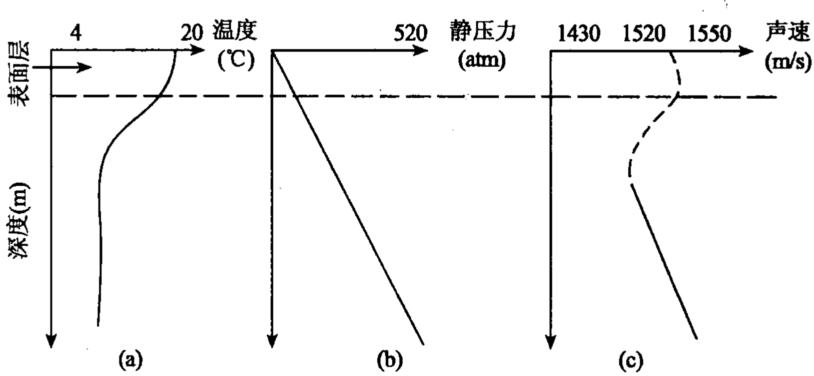


图 5-1 深海声速垂直分布

由图 5-1 可见，海水中声速在垂直方向的变化可分为三个水层，即表层（0 ~ 150 m）、中间层（150 ~ 1 500 m）和深水层（1 500 m 以上）。表层和深水层的温度分布较均匀，由于压力影响，声速随深度而增加；中间层中的声速由于温度迅速降低而减小。声速在海水中存在的这种阶跃现象称之为声跃层。声跃层强度最低标准是当水深为 200 m 时，声速梯度为 0.5/s；当水深大于 200 m 时，声速梯度为 0.2/s。由于声速随海水的温度、盐度和压力而变化，所以声速有季节性变化；同样在较深处还存在着主跃层，典型的分布在 1 000 m 深度附近相对稳定。

5.1.2　声波在海水中的传播特性

声波在两种介质的界面上或同一种介质性质发生变化时会发生反射和折射，且符合反射、折射定律。折射的程度与声速差有关，声线总是向声速较小的区域弯曲。在介绍声线的传播特性前，下面首先介绍 Snell 法则（见图 5-2）。Snell 法则可表述为：

$$\frac{\sin\theta_i}{C_i} = \frac{\sin\theta_{i+1}}{C_{i+1}} = p \tag{5-2}$$

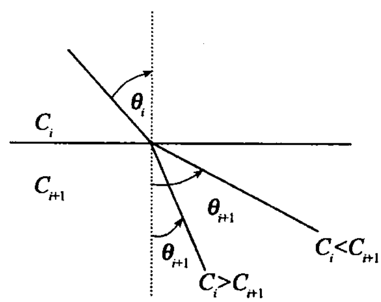
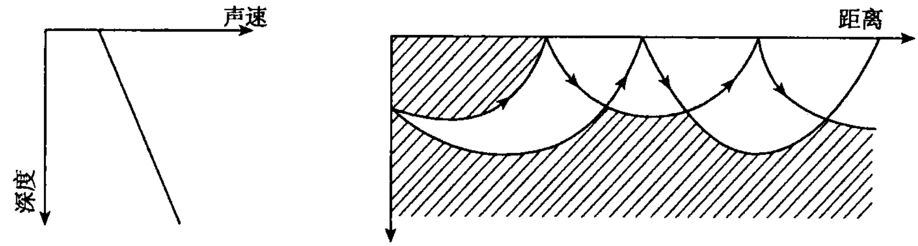


图 5-2　Snell 法则示意图

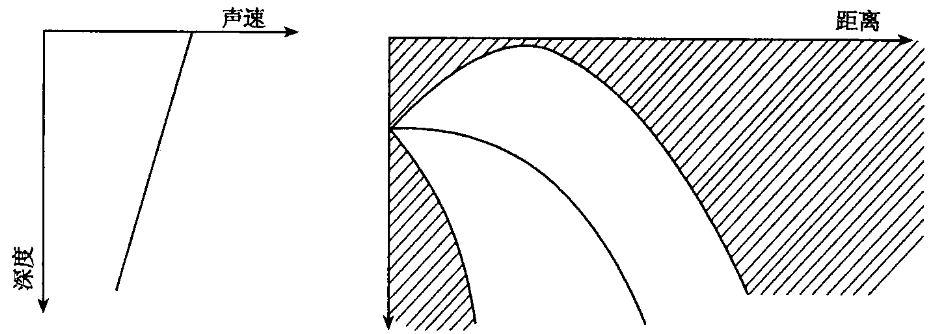
式中，θ_i 和 θ_{i+1} 是声速为 C_i 和 C_{i+1} 相邻介质层界面处波束的入射角和折射角；p 为 Snell 常数。入射角 $\theta \neq 0$ 时，波束在界面处发生折射，若经历的水柱中有 $N+1$ 个不同介质层，则产生 N 次折射，波束的实际传播路径为一个折线。Snell 法则不但解释了波束在水中的折射特性，还给出了求解声线路径的算法。关于声线跟踪（或声线改正），将在本章的后面部分介绍。

由于折射的结果，当声速随深度增加而增加时，声线向上弯曲并经海面反射（见图 5-3）；当声速随深度增加而减小时，声线弯向海底并经海底反射（见图 5-4）。由于水面反射的损耗远比海底小，浅海冬季声速多呈图 5-3（a）的分布，故冬季声能传播较夏季远得多，表层温度很高的夏季，声能的传播条件最差。



(a) 声速剖面　　(b) 声线传播

图 5-3　波导型传播



(a) 声速剖面　　(b) 声线轨迹

图 5-4　反波导型传播

等温层下有跃层时，在等温层下边界附近（即声速分布由正梯度变为负梯度时），声线束会产生上下分裂，从而出现内外两个声线直接到达的影区（见图 5-6）。由于折射引起的影区的存在，会限制通讯探测范围，影响探测精度。

费尔玛原理证明，在一个波长的距离上，介质的折射率没有剧烈变化时，射线理论是波动理论的一级近似。在海洋中，若海水介质的不均匀性没有剧烈变化，应用射线理论逐层分析。在介质突变区（如海底、温盐密跃层等），则需直接用折射定律计算。

如前所述，由于海洋中每点的温度、盐度以及压力是不同的，因而声波在海水中的传播声速也是变化的，声波穿过不同的水层而产生折射和反射现象，且服从折射定律。折射后的声线是向声速减小的方向弯曲。当声速为正梯度变化时（$G_v = \mathrm{d}C/\mathrm{d}Z > 0$）时，声线弯向海面，其声线轨迹如图 5-5 所示；当声速为负梯度变化时（$G_v = \mathrm{d}C/\mathrm{d}Z < 0$）时，声线弯向海底，其声线轨迹如图 5-5 所示。

特别是当海水温跃层存在时，由于折射而使得声线方向发生的变化尤为显

著。同时,温跃层使得声波发生反射,从而也使穿透跃层的能量大大减少。在海洋测量中实施侧扫声呐和多波束探测地貌时,就经常遇到因跃层带来的问题。由于跃层的存在,常导致侧扫声呐和多波束的探测成果产生失真,严重影响了测量成果的质量,甚至导致仪器不能正常工作,所以,实施侧扫声呐和多波束测量前的海区海水跃层的调查非常重要。

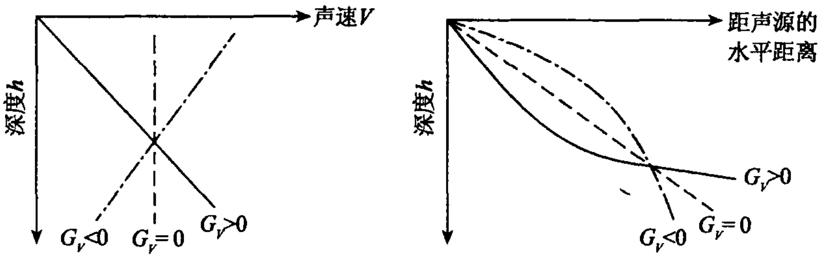


图 5-5　不同声速梯度下的声线弯曲

声波在两种介质的界面处也会发生反射。声波由海水射向海面时,在海水与空气界面上所产生的反射称为海面反射。海面反射与海面的不平整程度、声波频率与入射方向有关。海面平静时,射向海面的声能几乎全部反射。声波由海水射向海底时,在海水与海底的界面上所产生的反射称为海底反射。海水反射与海底地质、声波频率等有关。

在介质界面上的反射程度依据两种介质的性质而定,主要参数是密度和声速的乘积,即声学阻抗 ρc。在给定的 ρc 条件下,反射的总量随入射角 θ_i 而变化,相互间的关系为:

$$\frac{I_\tau}{I_i}=\frac{\rho_2 c_2\sin\theta_i-\rho_1 c_1\sin\theta_\tau}{\rho_2 c_2\sin\theta_i+\rho_1 c_1\sin\theta_\tau}\tag{5-3}$$

式中各符号的说明见图 5-6。

声波在介质中传播遇到障碍物时,射到障碍物上的一部分声能不再按照原来的传播方向传播,而是向其他地方发散出去,即产生再辐射,这种再辐射称为散射。由于海水介质的不均匀性,当声波在海水介质中传播时,必然会被各种不均匀体如悬浮粒子、生物、气泡、海面海底不平整性、海水介质温度不均匀等所散射。这些不均匀体就是散射体。

如上所述,海水中声波强度减弱的主要因素可归纳为如下三个方面:

(1)几何衰减。由于海水温度、盐度、压力等分布不均匀,因此有声速梯度存在,再加上海面、海底的影响,引起声线弯曲。此外,一般声源总是以某一空间

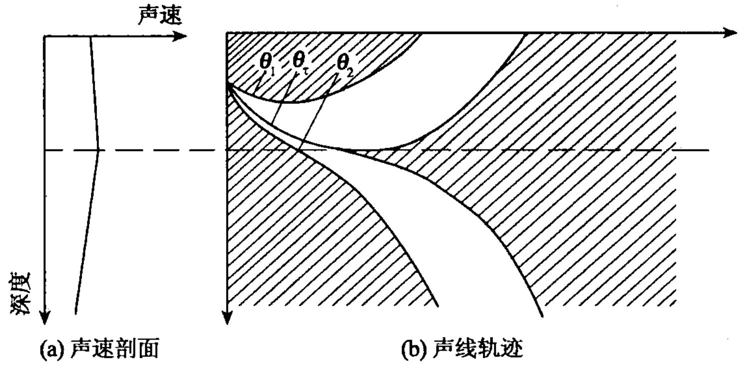


图 5-6 波导型传播

角度向海水发射声波，因此，声波强度随距离的增加而减弱，这种减弱称几何衰减。

(2)散射衰减。声波在海水中传播时，由于海面、海底的不平整性、海水介质温度不均匀而产生散射，使部分声能离开原来的前进方向，向其他方向发射出去，使声波传播方向上的能量减少，声强度减弱。

(3)海水对声波的吸收。由于声波在海水介质中传播时要引起海水内部发生一些变化，如海水温度的变化，在传播过程中，相邻的海水介质要发生相对运动，有一部分声能要用来克服因海水介质相对运动而产生的摩擦力，消耗于海水中，使声强度减弱。

5.1.3 声道

当声波在海洋中传播时，若有一部分声能在海中某一水层内而不溢出该水层，则称此为声道，亦称声波道。在沿深度方向声速极小处，声源发出的声线将向上和向下弯曲返回极值区，而保留在该水层上下两个声速相等的深度之间传播，这就是声道中声波传播的机理，见图 5-7。

声速分布在极小值深度处的水平线称为声道轴。与声道上、下限相切的声线称为极限声线，极限声线与声道轴的交角称为临界角；大于临界角的声线将遇到海底或海面的反射使得声能强烈地损耗而衰减，而小于临界角的声线则可传播到很远。这是因为在声道中，声波为柱面传播，传输损耗接近于距离的一次方，而无声道或界面反射时，声波呈球面传播，传输损耗接近于距离的平方。

在理想情况下，声源在声道轴上，被声道最初捕获的声能可以一直留在声道中。在实际海洋里，由于温度、盐度微结构变化而产生的声速场的微小扰动都要

引起一些能量向声道之外散射，因此，初始声线的方向与声道轴之间的夹角表示声线离声源的初始情况。

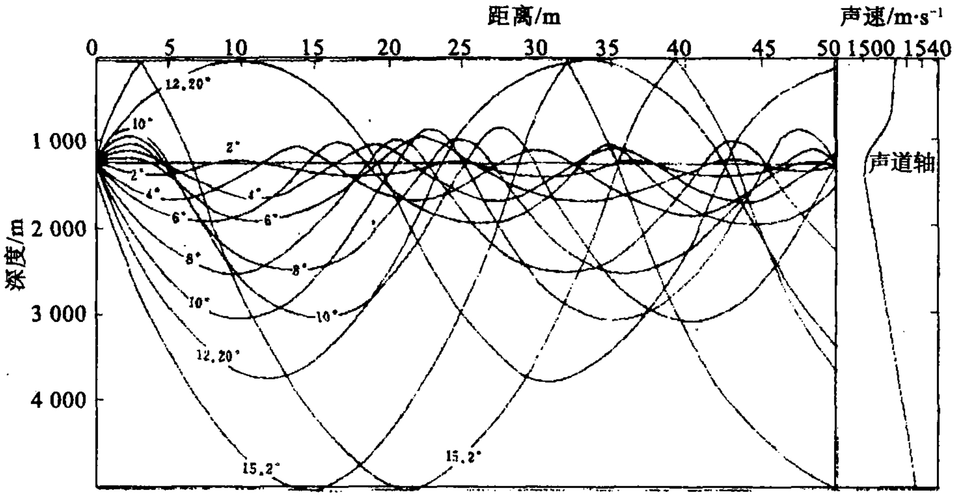


图 5-7　某一个深水道产生的典型声线图

利用声波在声道中的超远距离传播特性，可在大洋不同海域建立声发接收站，以确定远距离目标方位，或者利用声道进行远距离通信。

5.1.4　海洋噪声

海洋是不平静的，存在着各种各样的噪声。就水声学研究范畴而言，水中噪声分为环境噪声和舰艇噪声两大类。海洋环境噪声包括海洋动力噪声（如风吹在海面上引起的噪声，流过海底的海流、碎浪及降雨引起的声响）和生物噪声。海洋中的这些声音既可作为一种干扰，又可作为一种信号，这一切都要根据使用者的意图加以利用。在海洋测量中，海洋环境噪声是由海洋中大量的各种各样的噪声源发出的声波构成的，它是声呐设备的一种背景干扰。环境噪声级 NL 是度量环境噪声强弱的量，它定义为：

$$NL = 10\lg \frac{I_N}{I_0} \tag{5-4}$$

式中，I_N 是测量带宽内（或 1Hz 频带内）的噪声强度；I_0 为参考声强度。

5.2　海水中声速的确定

由于波束在穿透水体到达海底经历的各个水层中的声速存在着差异，导致

实际传播路线(声线)为曲线而非直线,为了准确地获得波束的实际投射点以及投射点在船体坐标系下的坐标,就需要进行声线改正。声线改正又叫声线跟踪(sound ray tracing),通常采用基于层内常声速假设和常梯度变化假设跟踪声线。无论何种声线跟踪方法,波束经历水柱的声速变化(声速剖面)、传播时间以及初始入射角是声线跟踪的基本参数。下面首先讨论声速的获取方法。

声速通常通过两种途径获得,一种是直接测量,一种是利用声速经验模型根据温度、盐度和深度参数计算。

5.2.1 声速剖面的直接测量

海水中声速剖面的测量通常采用声速剖面仪。为了得到较高的声速测量精度,测量声波在已知距离内往返多次的时间,即用接收到的反射回波信号去触发发射电路,再发射下一个脉冲,这样不断地循环下去,这种方法被称为环鸣法。声速剖面仪多采用环鸣法测量声速。

图 5-8 和图 5-9 给出了我国无锡海鹰加科海洋技术有限公司生产的 HY1200A 直读式和 HY1200B 自容式声速剖面仪及其组成原理图。HY1200A 声速剖面环鸣频率为 10.7kHz,测量速率为 5Hz,可以通过专用的 Kevlar 调放设备,通过拖缆与计算机的连接,自动地采集不同深度的声速。其声速测量范围为 1 400 ~ 1 600m/s,分辨率为 0.01m/s,测量精度为 ±0.2m/s;测深范围为 0 ~ 100m,分辨率为 0.01m,测量精度为 ±0.4m;温度测量范围为 0 ~ 40℃,分辨率为 0.01℃,测量精度为 ±0.1℃。

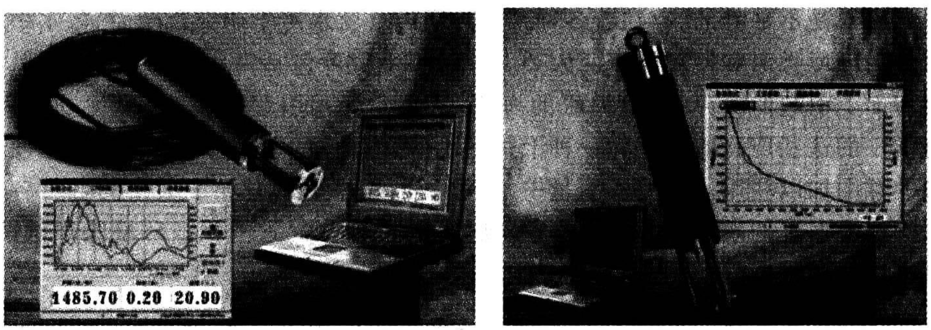


图 5-8 HY1200A 直读式(左)和 HY1200B 自容式(右)声速剖面仪

HY1200B 声速剖面为自容式声速剖面仪,同样采用环鸣法测量声速,环鸣频率和测量速率同 HY1200A,能自动地采集不同深度的声速和温度(见图 5-10)。其声速测量范围为 1 400 ~ 1 600m/s,分辨率为 0.01m/s,测量精度为

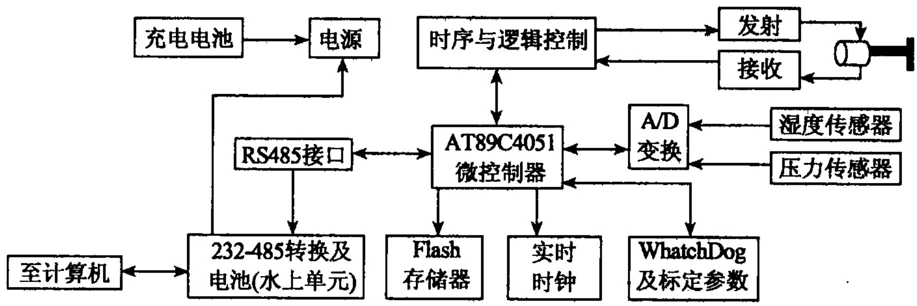


图 5-9　HY1200 声速剖面仪的组成框图

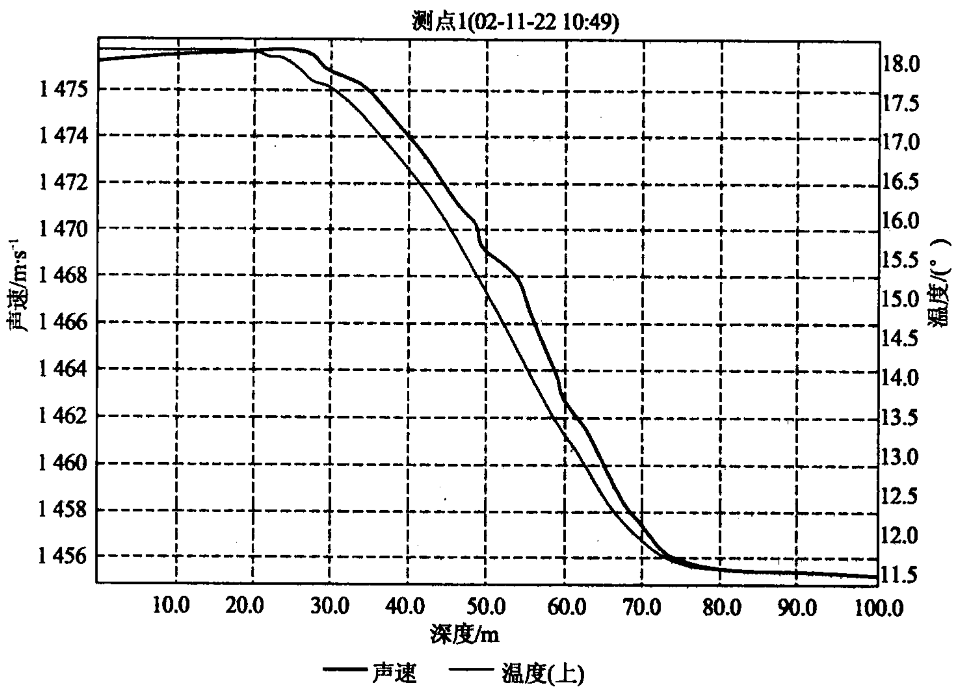


图 5-10　利用声速剖面仪获得的某水域的声速和温度剖面图

±0.2m/s；测深范围为 0～200m，分辨率为 0.01m，测量精度为 ±0.4m；温度测量范围为 0～40℃，分辨率为 0.01℃，测量精度为 ±0.1℃。

采用直接法获得声速剖面时，首先要选择具有代表性、分布均匀的声速采样站，并结合采样站的水文要素决定施测时声速采样的水层厚度（如表 5-1 所示）和站间距（一般为 20～30km）。

表 5-1　　　　EM950 系统规定的声速剖面采样步长/m

深度范围	水层间隔	深度范围	水层间隔
1 ~ 50	1	200 ~ 300	50
50 ~ 100	10	300 ~ 2 000	100
100 ~ 200	25	2 000 ~ 3 000	200
3 000 ~ 12 000	500		

海洋环境变化复杂，为了真实地反映波束在海水中的传播速度，还要考虑如下因素：

1. 测区的水文要素。如水流、水温和盐度的变化；

2. 声速在海水中的传播特性。一般情况下，在声速梯度变化较大的水层采用小间距步长采样；变化较稳定的水层可采用大间距采样；

3. 特殊水域。由于某种原因，声速剖面变化复杂，需做小间距测量；

4. 表层和底部的声速测量非常重要。除用于确定声速剖面外，表层声速还是计算波束角的关键因子，底部声速是声线弯曲改正的重要参数。

5.2.2　声速的间接确定

间接法也是确定声速的另一种重要手段。海水中的声速与温度、盐度和深度变化密切相关，利用这种相关性建立起来的经验模型称之为声速经验模型。

1. 现有的声速经验模型

声速是一个重要的海水物理参数，它可表示为温度 T(℃)、盐度 S(ppt)和深度 D(m)或压力 P(Par)的函数。从 20 世纪 50 年代起，一些学者先后提出了适合不同海况的声速经验模型，被普遍认可的主要有以下几种。

1) Dell Grosso 公式(A 式)

Dell Grosso(1952,1973,1974)给出了较为精确的声速计算图表和经验模型，也是目前被广泛采用的声速模型。利用该模型进行声速计算，具有简洁、方便等特点，但应用范围太小。

$$
\begin{aligned}
C &= C' + C_P \\
C' &= 1\,448.6 + 4.618T - 0.052\,3T^2 + 0.000\,23T^3 + 1.25(S - 35) \\
&\quad - 0.11(S - 35)T + 2.7 \times 10^{-8}(S - 35)T^4 - 2 \times 10^{-7}(S - 34)^4 \\
&\quad (1 + 0.577T - 0.007\,2T^2) \qquad (5\text{-}5) \\
C_P &= 0.160\,518D + 1.027\,9 \times 10^{-7}D^2 + 3.451 \times 10^{-12}D^3 - 3.503 \times 10^{-16}D^4
\end{aligned}
$$

2) W. D. Wilson 精确公式(B 式)

W. D. Wilson 于 1960 年导出了更精确的声速公式：

$$C = C_{0,35,0} + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{TSP}$$

$$\Delta C_{TSP} = (S-35)(-1.197\times10^{-2}T + 2.61\times10^{-5}D - 1.96\times10^{-9}D^2 - 2.09\times10^{-7}DT)$$
$$+(-2.796\times10^{-5}T + 1.3302\times10^{-6}T^2 - 6.644\times10^{-9}T^3)D$$
$$+(-2.391\times10^{-9}T + 9.286\times10^{-12}T^2)D^2 - 1.747\times10^{-13}TD^3$$
$$C_{0,35,0} = 1\,449.22,\ \Delta C_S = 1.391(S-35) - 7.8\times10^{-2}(S-35)^2 \quad (5\text{-}6)$$
$$\Delta C_T = 4.6233T - 5.4585\times10^{-2}T^2 + 2.822\times10^{-4}T^3 - 5.07\times10^{-7}T^4$$
$$\Delta C_P = 1.60272\times10^{-1}P + 3.5216\times10^{-9}P^3 - 3.3603\times10^{-12}P^4 + 1.0268\times10^{-5}P^2$$
$$P = 1.11 + 1.02663\times10^{-1}D + 2.691\times10^{-7}D^2 - 4.11\times10^{-12}D^3$$

实践表明，温度、压力和盐度分别在 $-4℃ < T < 30℃$、$1\ \text{kg/cm}^2 < P < 1\,000\ \text{kg/cm}^2$ 和 $0\ \text{ppt} < S < 37\ \text{ppt}$ 范围时，可获得精度优于 0.3 m/s 的声速，比较适合我国海区（管铮，1990）。

3）W. D. Wilson 简化公式（C 式）

由于 W. D. Wilson 的精确公式比较复杂，1975 年，H. Medwin 在 Wilson 公式的基础上提出了简化的 Wilson 声速公式：

$$C = 1\,449.2 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.00029T^3 + (1.34 - 0.01T)(S-35) + 0.016D \quad (5\text{-}7)$$

4）Leroy（1969）给出的经验公式（D 式）

$$C = 1\,492.9 + 3(T-10) - 0.006(T-10)^2 - 0.04(T-18)^2 + 1.2(S-35) - 0.01(S-35)(T-18) + D/61 \quad (5\text{-}8)$$

随后，罗斯（D. Ross）发现，Wilson 公式与近代数据之间存在大的不符值，并于 1978 年提出了适合海面船只和潜艇声呐测量的声速公式：

$$C_{水面} = 1\,449.1 + 4.656T - 0.0517T^2 + 2.21\times10^{-4}T^3 + (1.338 - 0.013T + 10^{-4}T^2(S-35) \quad (5\text{-}9)$$

$$C_{水下} = 0.01635D + 1.75\times10^{-7}D^2 + 2.05\times10^{-5}TD - 8.1\times10^{-9}TD^2 + (2.05\times10^{-5}D - 2.55\times10^{-9}D^2)(S-35)$$

5）Mackenzie 根据前人研究，于 1981 提出了特定条件下的声速公式（E 式）

$$C = 1\,448.96 + 4.591T - 5.304\times10^{-2}T^2 + 2.374\times10^{-4}T^3 + 1.340\times(S-35) + 1.630\times10^{-2}D + 1.675\times10^{-7}D^2 - 1.025\times10^{-2}T(S-35) - 7.139\times10^{-13}TD^3 \quad (5\text{-}10)$$

适用范围为 $0 \leqslant T \leqslant 30℃$，$30\text{ppt} \leqslant S \leqslant 40\text{ppt}$，$0 \leqslant D \leqslant 8\,000\text{m}$。

6) Chen-Millero-Li(F 式)

1994 年,美国华盛顿大学应用物理实验室的几位专家提出了 Chen-Millero-Li(1998)声速方程,对其测程范围有了进一步的扩展。

$$C = C_W(T,P) + C_C(T,P)S + A(T,P)S + B(T,P)S^{3/2} + D(P)S^2 \quad (5\text{-}11)$$

$$\begin{aligned}A(T,P) = {} & 1.389 - 1.262\times10^{-2}T + 7.164\times10^{-5}T^2 + 2.006\times10^{-6}T^3 - 3.21\\ & \times10^{-8}T^4 + (9.4742\times10^{-5} - 1.2580\times10^{-5}T - 6.4885\times10^{-8}T^2 +\\ & 1.0507\times10^{-8}T^3 - 2.0122\times10^{-10}T^4)P + (-3.9064\times10^{-7} +\\ & 9.1041\times10^{-9}T - 1.6002\times10^{-10}T^2 + 7.988\times10^{-12}T^3)P^2 +\\ & (1.100\times10^{-10} + 6.649\times10^{-12}T - 3.389\times10^{-13}T^2)P^3\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}C_W(T,P) = {} & 1\,402.388 + 5.03711T - 5.80852\times10^{-2}T^2 + 3.3420\times10^{-4}T^3\\ & - 1.4780\times10^{-6}T^4 + 3.1464\times10^{-9}T^5 + (0.153563 + 6.8982\times\\ & 10^{-4}T - 8.1788\times10^{-6}T^2 + 1.3621\times10^{-7}T^3 - 6.1185\times10^{-10}T^4)P\\ & + (3.1260\times10^{-5} - 1.7107\times10^{-6}T + 2.5927\times10^{-8}T^2 - 2.5335\\ & \times10^{-10}T^3 + 1.0405\times10^{-12}T^4)P^2 + (-9.7729\times10^{-9} + 3.8504\\ & \times10^{-10}T - 2.3643\times10^{-12}T^2)P^3\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}C_C(T,P) = {} & (0.0029 - 2.19\times10^{-4}T + 1.4\times10^{-5}T^2)P + (-4.76\times10^{-6} +\\ & 3.47\times10^{-7}T - 2.59\times10^{-8}T^2)P^2 + 2.68\times10^{-9}P^3\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}B(T,S) = {} & -1.922\times10^{-2} - 4.42\times10^{-5}T + (7.3637\times10^{-5} + 1.7945\times\\ & 10^{-7}T)P\end{aligned}$$

$$D(P) = 1.727\times10^{-3} - 7.9836\times10^{-6}P$$

式中,$0 < T < 40$℃;$0 < P < 1\,000$Par;$0 < S < 40$ppt;$C_W(T,P)$代表纯水中的声速;$C_C(T,P)$代表对原方程的改正。在 $T = 40$℃、$P = 1\,000$Par、$S = 40$ppt 的情况下,声速 $C = 1\,745.0954$m/s。

7) EM 分层简化声速公式(G 式)

表层声速模型为:

$$\begin{aligned}C(T,0,S) = {} & 1\,449.05 + T(4.57 - T(0.0521 - 0.00023T))\\ & + (1.333 - T(0.0126 - 0.00009T))(S - 35)\end{aligned} \quad (5\text{-}12)$$

淡水中深度达到 200m、海水中深度达到 1 000m 时的声速模型为:

$$C(T,D,S) = C(0,T,S) + 16.5D \quad (5\text{-}13)$$

淡水中深度达到 2 000m、海水中深度达到 11 000m 时的声速模型为:

$$C(T,D,S) = C(0,T,S) + D(16.3 + D(0.22 - 0.003D\sqrt{T+2})) \quad (5\text{-}14)$$

深度大于 5 000m 时,声速模型应考虑纬度改正:

$$C(T,D,S) = C(0,T,S) + D(16.3 + D(0.22 - 0.003D\sqrt{T+2}))$$
$$D' = D(1 - 0.0026\cos 2\varphi) \tag{5-15}$$

式中，φ、T、S、D 分别为纬度(°)、温度(℃)、盐度(ppt)和深度(km)。

以上各式具有不同的产生年代和适用范围。为了得到最优声速计算公式，在相同条件下，需要对各式进行比较、验证和分析。

2. 各种声速公式的比较及分析

由于声速经验模型种类繁多，模型间的声速计算结果存在偏差，为此，选择适合多波束的最优声速经验模型是一个急需解决的课题。多波束是一种应用范围较广的测深系统，其工作区可能在淡水区，也可能在水文环境变化较复杂的海区；测深范围可能浅至几米，深至上万米；测区温度从浅水区到深水区变化也比较大。由前面章节知，声速对波束脚印位置的计算是十分重要的，因此，寻找适合多波束的声速经验模型也是十分迫切的。

根据上面介绍的 7 种声速经验公式，下面通过比较分析，旨在确定一个适用范围广、精度高、适合多波束的最优声速经验模型。

1)相同条件下，各经验公式声速的仿真计算

为了获得最优声速公式，在条件相同的情况下，本章对各式进行了验证。深度在 0 ~ 10m 时，计算温度选取 5℃ 、10℃和 22℃；深度在 10 ~ 1 000m 时，温度取 5℃ 、10℃；深度在 1 000 ~ 12 000m 时，温度取 5℃。计算过程中，盐度分别取 30ppt、32ppt、34ppt、36ppt、38ppt、40ppt。表 5-2 仅给出了深度为 50m 和 800m 时的声速计算结果。表中左侧数据为深度在 50m 时的声速计算值，该值为 1 460m/s + 表中数据；右侧数据为深度在 800m 时的声速计算值，该值为 1 470m/s + 表中数据。

2)各声速经验公式在相同条件下关于温度、盐度和深度的变率统计分析

从表 5-3 可以看出，水深在 1 ~ 10m，盐度为 30ppt、40ppt 时，式 B 的盐变率(声速关于盐度的变化率，单位 m/s/ppt；)和温变率(声速关于温度的变化率，单位 m/s/℃)同其他各式之间存在较大的偏差，其他情况下吻合较好。式 D 从深度为 10m 开始，计算所得的盐变率、温变率同其他各式所得的结果存在一定的系统偏差，后续计算中不再参与计算和比较。深度在 10 ~ 1 000m 时，除 D 式外，其他各式的计算结果没有较大的偏差。深度超过 1 000m，A、B、D 三式超过了规定量程；深度在 1 000 ~ 12 000m，温度为 5℃时，声速变率为 0。在不同的深度层中，声速关于温度的变率近似相同；深度在 1 ~ 1 000m 时，各式关于盐度的变率中，A 式最小，B 式最大， C、E、F、G 式近似相等；深度在 1 000 ~ 12 000m时，E、F、G 三式关于盐度的变率近似相等。

表 5-2　　不同条件下各经验模型的声速计算值

S/ppt						模型	温度	S/ppt					
30	32	34	36	38	40			30	32	34	36	38	40
5.23	7.6	10.0	12.4	14.8	17.2	A	5℃	7.3	9.7	12.1	14.5	16.9	19.3
3.31	7.1	10.4	13.1	15.1	16.5	B		5.5	9.3	12.5	15.0	16.9	18.2
5.21	7.8	10.4	13.0	15.5	18.1	C		7.2	9.8	12.4	15.0	17.5	20.1
4.34	7.0	9.7	12.3	15.0	17.6	D		—	—	—	—	—	—
4.99	7.6	10.1	12.7	15.3	17.9	E		7.3	9.9	12.5	15.1	17.6	20.2
5.36	7.9	10.5	13.0	15.6	18.1	F		7.9	10.4	13.0	15.6	18.1	20.7
24.9	27.2	29.4	31.7	34.0	36.3	A	10℃	27.0	29.3	31.5	33.8	36.1	38.4
22.8	26.6	29.7	32.3	34.2	35.4	B		25.5	29.0	31.8	34.1	35.7	36.7
24.6	27.1	29.6	32.0	34.5	37.0	C		26.6	29.1	31.6	34.0	36.5	39.0
23.9	26.5	29.1	31.6	34.2	36.7	D		—	—	—	—	—	—
24.4	26.9	29.4	31.9	34.3	36.8	E		26.8	29.2	31.7	34.2	36.7	39.1
24.8	27.2	29.6	32.1	34.5	36.9	F		27.3	29.7	32.2	34.6	37.1	39.5
63.1	65.1	67.1	69.2	71.2	73.3	A	22℃	65.2	67.2	69.2	71.3	73.3	75.3
60.7	64.2	66.6	69.2	70.8	71.8	B		64.4	67.2	69.4	70.9	71.8	72.8
62.7	64.3	66.6	68.8	71.0	73.3	C		64.1	66.3	68.5	70.8	73.0	75.3
61.6	63.9	66.2	68.6	70.9	73.3	D		—	—	—	—	—	—
62.1	64.3	66.5	68.8	71.0	73.3	E		64.4	66.6	68.8	71.1	73.3	75.5
62.4	64.6	66.8	69.0	71.2	73.4	F		64.9	67.1	69.3	71.5	73.7	75.9

表 5-3　　声速关于温度和盐度的变率

深度/m	类型	A	B	C	D	E	F	G
1	温变率	3.45	3.42	3.40	3.43	3.41	3.40	3.40
	盐变率	1.08	1.399	1.210	1.25	1.168	1.19	1.25
10	温变率	3.88	3.86	3.83	3.85	3.83	3.83	3.83
	盐变率	1.16	1.45	1.26	—	1.26	1.25	1.25

续表

深度/m	类型	A	B	C	D	E	F	G
150	温变率	3.88	3.87	3.84	—	3.85	3.83	3.83
	盐变率	1.17	1.43	1.26	—	1.26	1.25	1.27
250	温变率	3.88	3.87	3.81	—	3.85	3.83	3.83
	盐变率	1.17	1.42	1.23	—	1.26	1.25	1.25
800	温变率	3.88	3.86	3.83	—	3.85	3.84	3.84
	盐变率	1.04	1.35	1.26	—	1.26	1.25	1.25
3 000	盐变率	—	—	—	—	1.29	1.29	1.27
4 000	盐变率	—	—	—	—	1.29	1.28	1.27
5 000	盐变率	—	—	—	—	1.29	1.27	1.27
8 000	盐变率	—	—	—	—	1.28	1.30	1.27
10 000	盐变率	—	—	—	—	1.29	1.19	1.27
12 000	盐变率					1.28	1.16	1.27

注:"—"代表因偏差较大或超出量程,不参与计算;声速关于深度的变率单位为 m/s/100m。

表 5-4　声速关于深度的变率

A	B	C	D	E	F	G	条　件
-4.3	1.5	1.4	5.4	-0.9	1.5	1.5	深度 1 ~ 10m, T = 5℃, 10℃, 22℃
-0.1	-0.1	-0.1	—	-0.2	0.1	0.1	深度 10 ~ 50m, T = 10℃, 深度 50 ~ 150m, T = 8℃
-0.2	-0.1	-0.1	—	-0.1	-0.1	-0.1	深度 100 ~ 200m, T = 8℃, 深度 300 ~ 800m, T = 5℃
—	—	—	—	1.8	1.8	1.8	深度 800 ~ 12 000m, T = 5℃

分析表 5-4 中数据可以看出,深度在 1 ~ 10 m 时,式 B、C、E、F、G 的深度变率近似相等;深度在 10 ~ 1000 m 变化时,式 A、B、C、E、F、G 中声速关于深度的变率近似相等(式 D 不参与比较);深度大于 1000 m 时,式 A、B、C 超出量程范围,式 E、F、G 计算的声速变率相等。因而声速随深度的变率统计结果同声速随盐度、温度的变率结果相同,这也进一步说明了 E、F、G 三式的近似程度较高,是

适合不同深度层声速计算的最优声速经验模型。

3）相同条件下，各式声速互差的统计分析

为了进一步证明最优声速公式的可信性，本文根据声速在海水中的传播特征，用不同的声速经验模型按照一定的深度变化步长，计算各自的声速值，并对相同条件下不同声速模型的计算结果进行比较，对互差进行统计，统计结果如表5-5所示。

表5-5中，深度范围为150～1 000 m，水深分别为200m、250m、650m、800m、1 000m。由表5-5中不同深度层、不同互差范围的统计个数，可以得出与表5-3和表5-4相同的结论。

表5-5　相同条件下，各式所得声速的互差统计

比较对象	S/ppt						互差范围	比较对象	S/ppt					
	30	32	34	36	38	40			30	32	34	36	38	40
	0	5	8	8	4	2	0.0～0.5		10	9	10	10	9	9
A	4	5	2	2	5	5	0.5～1.0	A	0	1	0	0	1	0
和	6	0	0	0	1	3	1.0～1.5	和	0	0	0	0	0	1
B	0	0	0	0	0	0	1.5～2.0	C	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	2.0～2.5		0	0	0	0	0	0
	9	10	10	8	9	9	0.0～0.5		8	6	3	4	2	0
A	1	0	0	2	1	0	0.5～1.0	A	2	4	7	6	6	3
和	0	0	0	0	0	1	1.0～1.5	和	0	0	0	0	2	4
E	0	0	0	0	0	0	1.5～2.0	F	0	0	0	0	0	3
	0	0	0	0	0	0	2.0～2.5		0	0	0	0	0	0
	3	2	4	3	2	1	0.0～0.5		1	3	4	4	5	2
B	7	8	6	7	8	9	0.5～1.0	B	8	6	6	6	4	7
和	0	0	0	0	0	0	1.0～1.5	和	1	1	0	0	1	1
C	0	0	0	0	0	0	1.5～2.0	E	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	2.0～2.5		0	0	0	0	0	0
	0	1	8	5	0	0	0.0～0.5		8	9	10	8	9	8
B	0	9	2	5	1	0	0.5～1.0	C	2	1	0	1	1	2
和	0	0	0	0	7	0	1.0～1.5	和	0	0	0	1	0	0
F	5	0	0	0	2	4	1.5～2.0	E	0	0	0	0	0	0
	5	0	0	0	0	6	2.0～2.5		0	0	0	0	0	0

续表

比较对象	S/ppt						互差范围	比较对象	S/ppt					
	30	32	34	36	38	40			30	32	34	36	38	40
	2	4	5	8	7	4	0.0~0.5		9	8	9	10	6	7
C	8	6	5	2	3	6	0.5~1.0	E	1	2	1	0	4	2
和	0	0	0	0	0	0	1.0~1.5	和	0	0	0	0	0	1
F	0	0	0	0	0	0	1.5~2.0	F	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	2.0~2.5		0	0	0	0	0	0

4)相同条件下,实测声速同各式计算所得声速的比较

为了验证上述结论的正确性,将声速经验模型计算所得的声速与实测声速进行比较,统计分析表 5-6 中的数据,可得出与上述相同的结论。

表 5-6　　相同条件下,各式计算所得声速同实测声速的比较

条件			A: Δv /m·s^{-1}	B: Δv /m·s^{-1}	C: Δv /m·s^{-1}	D: Δv /m·s^{-1}	E: Δv /m·s^{-1}	F: Δv /m·s^{-1}	G: Δv /m·s^{-1}
T/℃	S/ppt	H/m							
5	34	1	-0.293	0.089	0.062	0.197	-0.179	0.124	0.120
10	36	1	-0.337	0.208	-0.027	0.409	-0.216	-0,035	-0.036
5	32	10	-0.081	-0.594	0.084	0.558	-0.151	0.182	0.180
5	36	10	-0.544	0.108	0.001	0.634	-0.240	0.041	0.044
10	34	50	-0.102	0.183	0.006	-	-0.163	0.075	0.073
10	36	50	-0.210	0.318	0.097	-	-0.077	0.123	0.122
5	36	100	-0.485	0.151	0.054	-	-0.158	0.149	-0.148

注:“-”表示因偏差较大,不参与比较;$\Delta v = V_{计算} - V_{测}$。

综合分析表 5-2 至表 5-6,可得出如下结论:

(1)根据声速在海水中的传播特性,对 7 种声速经验公式在不同深度、盐度和温度下所得的声速、变率及其互差进行统计分析,得出了与常规声速变化梯度十分吻合的结论,也被已有的浅水声速文献和实际测量成果所证实。

(2)统计分析表明,海面表层,各式所得的声速随温度的变化趋势平稳,但在关于盐度的变化中,A 式偏小,B 式偏大,C、D、E、F、G 式的声速变率近似,因而可认为 C、D、F、G 式比较适合该层的声速计算;深度在 10~1 000m 时,各式随温度的变化平稳,随盐度的变化虽然稳定,但其中 A 式的变率偏小,B 式的变率

偏大;D 式由于同其他各式存在着较大的偏差,不被采用,故认为式 C、E、F、G 适合该水层的声速计算。深度在 1 000 ~ 12 000m 等温层时,温度对声速的影响不起主导作用,盐度和深度才是声速发生改变的决定因素。由于 A、B、C、D 式超过了量程范围,以上四式不能采用。在 1 000 ~ 8 000m 水层,式 E、F、G 随盐度和深度的变率近似相等;在 10 000 ~ 12 000m 水层,E 式超过量程,F 式随盐度的变率虽然与 G 式存在偏差,但非常小,因而认为在该水层,F、G 式比较适合。

(3)在 1 ~ 12 000m 整个深度层中,式 E、G 均具有良好的计算精度,因而认为两式是整个深度层理想的声速计算公式。由于式 G 结构简单,计算方便,故可作为最优声速模型。

5.3 基于自组织神经网络的声速剖面分类方法

多波束测量中,声速是一个非常关键的参数,它决定着声波的传播路线,因而声速剖面及其结构一直是河道/海道测量人员关注的焦点。测区声速结构通常是利用几个离散的声速剖面来反映的,其代表性误差常常会给实际声线跟踪带来系统性的影响(赵建虎,2002),这就需要进行合理的声速剖面内插,而识别相似结构的声速剖面对于提高内插精度是非常必要的。此外,划分声速剖面类型对于分析区域声速结构及其变化规律也非常重要。长期以来,声速剖面分类通过人工方法来实现,该方法效率低下,且人为因素影响突出。为了克服这一问题,本节将从自组织神经网络 SOFM(self orgnization feature map)的概念出发,研究声速剖面的分类。

5.3.1 SOFM 神经网络

Kohonen 在 1987 年提出了自组织特征映射网络的理论和模型,认为神经网络在接受外界输入时会自动地对输入信号特征进行学习,进而自动地组织形成不同的区域,且各区域对输入模式将具有不同的响应特征。在输出空间中,这些神经元将形成影射图,图中功能相同的神经元比较靠近,反之比较疏远。若有 R 维输入和 S 维输出,则 SOFM 网络结构图如图 5-11 所示。

根据接受的输入向量 p 和输入权值 W, ‖ ndist ‖ 对输入矢量 p 和神经元权值矢量之间的距离取负,并形成一个 S 维向量。当某神经元与输入矢量达到最佳匹配时,根据 Kohonen 的最佳匹配单元邻域的概念,在竞争层 C 中,竞争中获胜的神经元输出为 1,失败者为 0。为了在邻域内获得较好的聚类效果,权值需要不断地进行修正,直至收敛。权值的修正模型为:

$$_{i\cdot}w(q) = (1-a)_{i\cdot}w(q-1) + ap(q)$$

其邻域神经元权值也进行了调整,调整模型为:

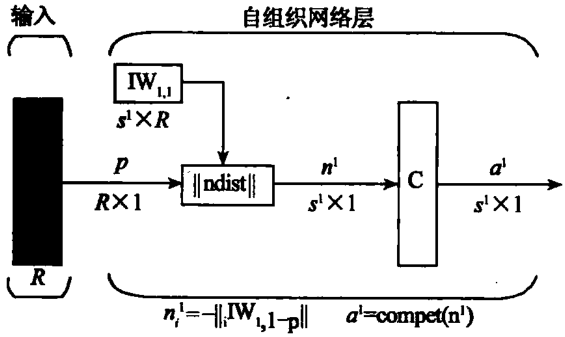


图5-11 自组织特征神经网络结构图

$$ {}_jw(q) = {}_jw(q-1) + 0.5a(p(q) - {}_jw(q-1)) $$

式中，i^*为获胜神经元，该神经元属于半径为d的一定邻域$N_{i^*}(d)$。$N_{i^*}(d)$是为以i^*为中心，半径为d的神经元的集合，

$$ N_{i^*}(d) = \{j, d_{ij} \leqslant d\} $$

当输入向量p，则获胜神经元以及其邻域神经元的权值将根据上述模型不断地进行调整，以实现其同输入向量p的匹配。经多次训练，邻域内的神经元将训练成为同输入向量十分匹配且相互相似，最终实现同特征输入向量聚类的结果。

5.3.2 声速剖面的描述

声速剖面的结构可以通过声线中代表层上的声速C来描述，也可通过梯度grad来描述。对于后者，若知道表层声速和声线过程中声速梯度的变化，也可以反算各表层声速，因而，两者是一致的。

由于梯度反映的是各层中声速随深度变化的特征，因而更能比较真实和直观地反映声速在水体中的变化结构。另外，在后续的神经网络训练中，输入向量需要进行归一化处理，确保样本空间分布在半径为1的超球体表面上。由于声速梯度的变化一般情况下小于1，因而采用梯度描述也省去了归一化过程。此外，比较严密的声线跟踪模型多采用层内常梯度假设声线跟踪方法，因而，声速剖面的结构描述采用梯度的形式更为恰当。

$$ \text{grad} = \frac{\partial C}{\partial D} \tag{5-16} $$

表层声速变化往往比较显著，随着深度的增加，声速梯度的变化逐渐趋于平缓。为真实地反映声速在不同水层的结构，在声速变化比较复杂时，声速梯度计

算的深度间隔需取小步长，反之，需适当地增加。过小的深度间隔虽然增强了对声速剖面的反映和聚类分析的详细度，但同时也增加了网络训练和计算；过大的间隔虽然减少了计算量，但不利于声速剖面的细致分类，因而声速梯度间隔的计算一定要适中。对于浅水区域（1 ~ 50 m），梯度计算间隔设置为 2 m 是比较合适的。计算梯度时，设置不同的深度间隔对声速剖面分类的影响见图 5-12。

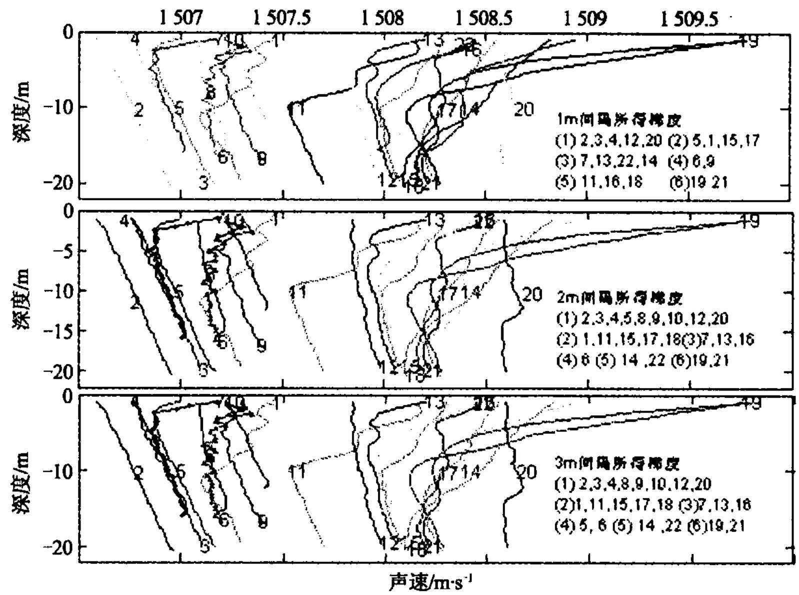


图 5-12　计算梯度的深度间隔对声速剖面分类的影响

5.3.3　用于划分声速剖面类别的 SOFM 神经网络的构造和训练

SOFM 构造网络和划分声速剖面类型的过程可归纳如下：

（1）假设存在 R 个需要分类的声速剖面，对应着 S 个输出类别，则首先需要赋予 R 个声速剖面到 S 个输出类型之间映射的初始权值；

（2）将前面获得描述声速剖面结构的梯度序列输入到神经网络中；

（3）根据神经元在格网上的物理位置及初始权值，计算神经元之间的距离；

（4）根据选定的获胜神经元、神经元间的距离和初始邻域距离构造邻域；

（5）通过反复训练和调整神经元的权值，确保邻域内的神经元与输入向量达到最大的匹配，并实现它们之间最大的相似，从而达到分类的目的。

一旦输入和输出间的映射关系建立起来，（2）~（4）是一个循环过程。当新

的声速梯度向量输入后，经过该过程，对应该声速剖面类别的输出神经元便可以确定。

神经元个数反映了声速剖面的输出类型。神经元个数可根据需划分的类型给定，也可通过对输入声速剖面的大体结构有一个了解和掌握后给定。较少的神经元个数仅能对声速剖面进行一个概略的划分（如图 5-13 中两个神经元的情况），但在神经元的排序和训练中大大地简化了计算工作量；比较理想的神经元个数即声速剖面类别，可以使所构造的神经网络能够比较全面地划分不同声速剖面的类型（如图 5-13 中 4 或 6 个神经元的情况）；当神经元个数比较多时，在输入声速剖面一定的情况下，过多的神经元不但不能增加新的声速剖面类型，相反还增加网络训练的工作量。

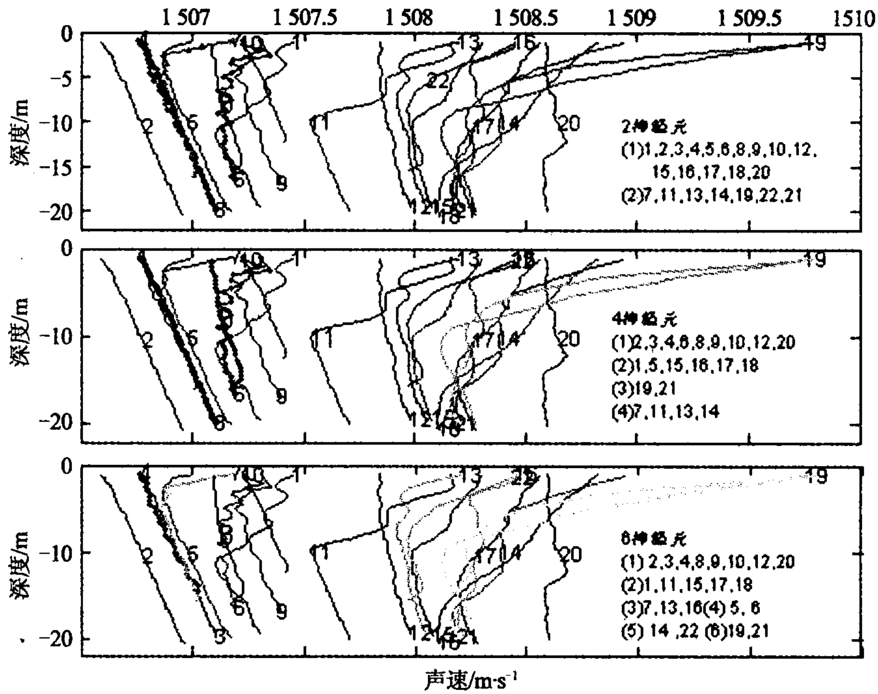


图 5-13　神经元个数与声速剖面分类的关系

5.3.4　实验和分析

为了验证上述声速剖面分类方法的正确性，2005 年 8 月在长江口崇明岛的崇头附近实测了 22 个声速剖面（如图 5-13、图 5-14 所示）。这些声速剖面存在

着正梯度、负梯度、先负后正梯度变化(在这一变化过程中,水深约小于 10m 时,又分为负梯度剧烈变化、一般变化和缓慢变换三种)。为了避免因人工判断而产生声速剖面类型遗漏,在实际神经网络的设定中,输出神经元定义为 6 个。

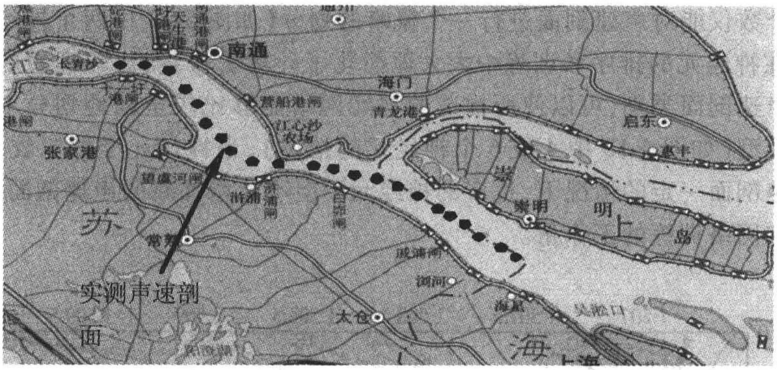


图 5-14　声速剖面的位置以及分布

神经网络训练中,排序阶段,学习率设定为 0.9,步长为 1 000;收敛阶段,学习率设定为 0.02,步长为 1。网络的训练结果如图 5-13 最下边一个图所示。经过训练和仿真计算,这 22 个声速剖面被划分为 6 类,各类的声速剖面结构特征如表 5-7 所示。

表 5-7　声速剖面分类及解释

声速剖面编号(SVP)	分类情况解释
2, 3, 4, 8, 9, 10, 12, 20	小幅度的正梯度变化
1,11,15, 17, 18,19	10m 以上为明显的负梯度变化;10m 以下为小幅度的正梯度变化
7, 13, 16	4m 以上为明显的负梯度变化;4m 以下为小幅度的正梯度变化
5, 6	2m 以上为明显的负梯度变化;2m 以下为小幅度的正梯度变化
14, 22	6m 以上为明显的负梯度变化;6 ~ 16m 为小幅度的正梯度变化;16m 以下为小幅度的负梯度变化

为了验证该网络构造的正确性，用同水域 2005 年 7 月实测的 9 条声速剖面（如图 5-15 所示）检验上述训练所得的网络，并对神经元的拓扑关系、邻域内神经元距离的计算方法和训练次数对神经网络的结构以及分类的影响进行分析。

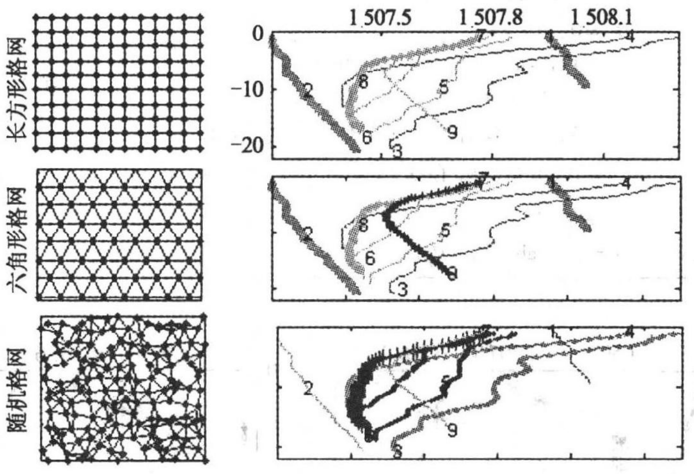


图 5-15　网络构造中神经元位置拓扑方法对分类的影响

在构造 8 月声速剖面分类网络中，神经元的位置分别被安置在长方形、六边形和随机格网，其他参数采用前面的确定值。将 9 条声速剖面输入训练后的网络中，获得如图 5-15 所示的分类图。可以看出，采用长方形格网和六边形格网，除声速剖面 9 外，其他声速剖面的类别划分均基本一致，而采用六边形格网拓扑，所得的分类结果更合理些。采用随机格网，网络的分类效果不尽令人满意。这主要是因为声速剖面的结构更能够通过长方形和六边形格网来反映，而神经元分类也正是基于同输入向量结构最佳匹配来实现分类的。

神经元间的距离是确定邻域的重要参数，不同的神经元拓扑排列和距离计算方法意味着邻域内包含的神经元的不同，自然也影响到了分类的效果。常用的距离计算模型见表 5-8。

采用上述距离计算模型分别构造神经网络，并分类 2005 年 7 月的声速剖面，当拓扑排列采用长方形格网时，link 距离计算模型所得邻域训练所得的网络的分类性能最佳（图 5-16）。分析认为，link 法所得邻域为菱形，邻域内神经元的分布与声速剖面的结构比较接近，因而更易实现同输入声速剖面实现匹配，也更能够实现分类。

表 5-8 神经元间的距离计算方法

类型	算法	说明
Euclidean	$D = \mathrm{sqrt}(\mathrm{sum}((P_i\text{-}P_j).\hat{}2))$	
Box	$D_{ij} = \max(\mathrm{abs}(P_i\text{-}P_j))$	
Link	$D_{ij} = 0$, if $i = j$ $= 1$, if $\mathrm{sum}(((P_i\text{-}P_j).\hat{}2).\hat{}0.5$ is $< =1$ $= 2$, if k 存在, $D_{ik} = D_{kj} = 1$ $= 3$, if k_1, k_2 存在, $D_{ik_1} = D_{k_1k_2} = D_{k_2j} = 1$. $= N$, if $k_1 \ldots k_N$ 存在, $D_{ik_1} = D_{k_1k_2} = \ldots = D_{k_Nj} = 1$ $= S$, 除上述外	输入向量 $N \times S$; P 为位置向量
Manhattan	$D = \mathrm{sum}(\mathrm{abs}(P_i - P_j))$	

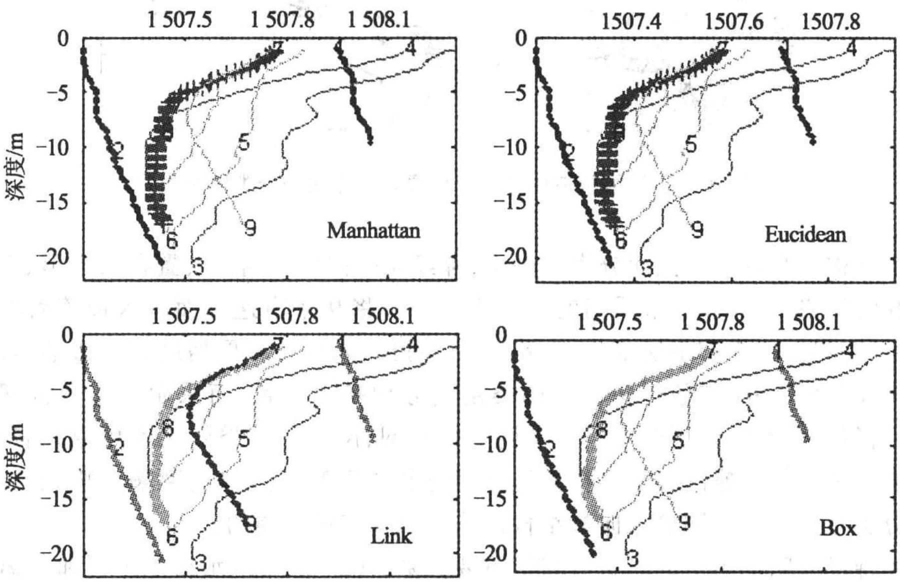


图 5-16 神经元距离计算方法对分类的影响

完善的神经网络结构是通过不断的排列、调整权值和训练得到的。不同次的训练产生不同的网络结构，自然也造成不同的分类结果(图 5-17)。从图中可以看出，随着训练次数的增加，声速剖面的类别在不断的调整，当训练 10 次后，直线变化的正声速梯度 1 和 2 为一类；先小幅度负梯度变化，然后较大幅度负梯度变化的 3 和 4 归为一类(拐点约在 -7m 处)；先较大幅度负梯度变化，然后较

小幅度负梯度变化的 5、7 和 8 归为一类(拐点约在 -4.5m 处);先负梯度变化,再正梯度变化的剖面 9 为一类。

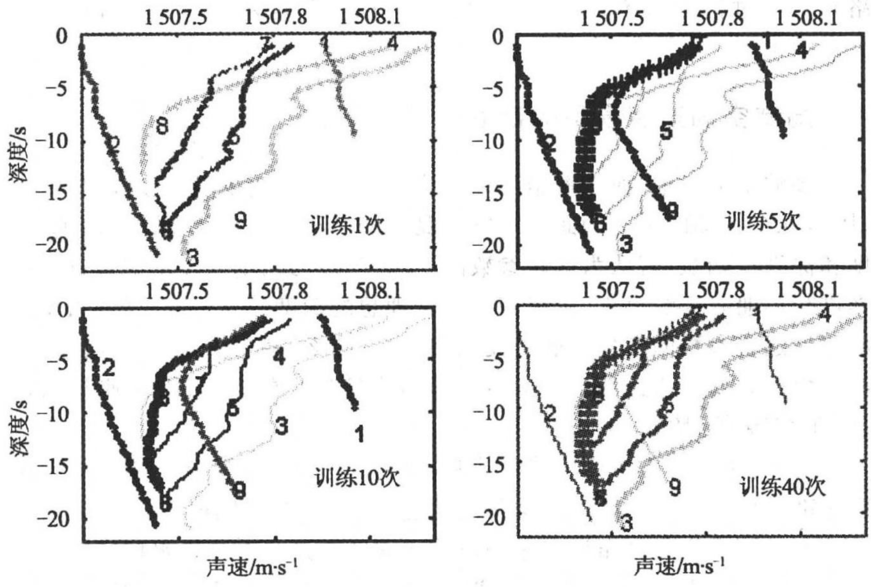


图 5-17 训练次数对分类的影响

从分类效果来看,在训练初期,神经网络的结构还不完善,分类的效果也不理想,当 10 次以后,分类效果基本一致,从而说明聚类网络训练次数存在一个界值,小于该值的训练对于完善网络结构是有益的;大于该界值对网络结构是无助的,只会增加计算量。

神经网络是通过排列和不断的调整权值获得的,因而在排列阶段,邻域半径首先设定为两个神经元可能的最大半径,然后在训练过程中逐渐缩小为指定的调整阶段邻域半径,在这一过程中,学习率是比较大的。当完成排列后,基本不改变神经网络的排列顺序,逐步地降低邻域半径,并降低学习率,以实现层内神经网络最大的相似和同输入的声速剖面结构实现最大的匹配。

综上所述,可以认为:

(1)自组织特征神经网络利用对层内神经元的训练,使邻域内彼此相似的声速剖面聚类,从而实现不同类型声速剖面的分类。实践表明,无论输入声速剖面的排列顺序如何,该方法均能非常有效地实现不同结构声速剖面的划分。

(2)用于声速剖面结构类型划分的自组织特征神经网络,需要给定合适的

神经元个数、恰当的神经元拓扑关系、邻域确定半径和学习率,通过不断的学习训练才能获得。一旦神经网络的结构确定,便可用于其他声速剖面类型的划分。

(3)需要指出的是,SOFM 网络不同于其他具有分类特性的神经网络(如 BP 网络),训练过程中具有很好的稳定性。另外,无需给定样本,直接通过学习,给出分类结果。

5.4 局域空间声速模型的建立

在多波束测量中,通常根据测区的大小以及形状布设 1 个或几个声速剖面站,用这几个实测的声速剖面反映整个测区的声速空间变化特征。声速是温度、盐度和深度的函数,若认为这些参数的空间变化一致,则直接采用邻近声速剖面数据进行测船处声线改正,可以获得比较理想的深度计算精度。然而,实际测量水域中的这些参数的变化可能是复杂多变的,那么,基于上述一致性假设的传统多波束数据处理方法必然会给深度计算带来比较大的误差,即声速剖面代表性误差(丁继盛 等,1998)。

目前,采用两种方法可以消除或最大限度地削弱该误差。其一是利用走航式声速剖面仪在多波束测量时采集航迹上的声速剖面数据;其二是采用传统的测站式声速剖面仪通过布设密集的声速剖面测量站获得测量水域的声速结构变化。对于第一种方法,由于设备昂贵,国内拥有这种仪器的单位不多,仍大量采用测站式声速剖面仪;而第二种方法势必将耗费大量的时间和人力。为此,本节基于传统的声速剖面布设和测量方式提出了构造测量水域空间声速模型,最大限度地削弱声速剖面代表性误差的思想和方法。

5.4.1 局域空间声速模型的建立

由于实际声速剖面测量时,不同测站的深度和不同水层采样的水深设定可能不同,为方便后续数据处理,需对所有声速剖面各采样层对应的深度和声速进行标准化处理,即首先需要统一设定垂直方向的采样步长,并采用线形内插或样条内插出对应深度的声速,重构声速剖面。

有些声速剖面测量采用了深盐温计,该设备主要用于提取不同水层中的温度、盐度参数。此外,水文测量中,常对特定水域进行温度、盐度剖面测量。利用这些与声速相关的参数以及前面获得的最优声速经验模型,可以反算出不同位置(或声速剖面站)的声速剖面。由于声速与温度、盐度和深度存在一定的函数关系,理论上,利用温度和盐度剖面数据的空间变化,也可以反演出局域空间声速模型。类似于前面,在建模之前,需对温度和盐度剖面数据进行标准化处理。

局域空间声速模型的建立可采用两种方法来实现:其一,直接利用实测声速

剖面建立模型;其二,利用温度、盐度剖面数据建立模型。首先研究直接利用声速剖面数据建立局部空间声速模型。

标准化后的不同声速剖面在同一水层中均具有声速 C,结合各声速剖面站的位置(x,y),在该特定水层中,可建立如下与平面位置相关的声速模型:

$$C = f(x,y) \tag{5-17}$$

可在不同水层建立类似的函数模型,并形成一个与深度层 D 相关的声速函数簇,

$$C = F(x,y,D) \tag{5-18}$$

式(5-18)即反映了声速的空间变化特征。在实测声速剖面数据满足一定的密度、分布相对均匀的情况下,可直接建立与平面位置以及深度相关的单一函数来反映整个水域的声速空间变化特征。

借助温度、盐度以及深度与声速的相关性,下面研究利用温度 T、盐度 S 剖面数据建立局部空间声速模型的方法。

首先在某一水层中建立与位置相关的温度函数 g 和盐度函数 q,

$$T = g(x,y) \tag{5-19}$$

$$S = q(x,y) \tag{5-20}$$

其次,建立与深度相关的温度函数簇 G 和盐度 Q 函数簇,

$$T = G(x,y,D) \tag{5-21}$$

$$S = Q(x,y,D) \tag{5-22}$$

最后,联合式(5-21)、(5-22),利用 EM 分层简化模型计算声速 C,

$$C = \mathrm{EM}(T,S,D) \tag{5-23}$$

由于 T、S 均为位置(x,y)和深度 D 的函数,式(5-23)又可以表示为类似于式(5-18)的与空间三维位置相关的空间声速函数,

$$C = \mathrm{EM}(x,y,D) \tag{5-24}$$

自此,通过上述两种途径,分别建立了测量水域的空间声速模型。

5.4.2　实践及分析

为了验证上述方法的正确性,利用 2005 年 8 月在长江口崇明岛的崇头附近实测了 22 条声速剖面构造该区域的空间声速模型。在测量这 22 个声速剖面的同时,还利用深温盐计在相应的测站测得了温度剖面(图 5-18 上)和盐度剖面(图 5-18 下)。温度剖面基本在水表层(<7m)呈现负梯度和在深水区呈现稳定变化的态势,这主要是表层受外界温度的影响比较显著所致。盐度剖面呈现正梯度的变化,主要因为长江口地区存在盐水入侵和沉积现象所致。温度和盐度的空间变化综合导致了图 5-13 所示的声速剖面空间变化特征。

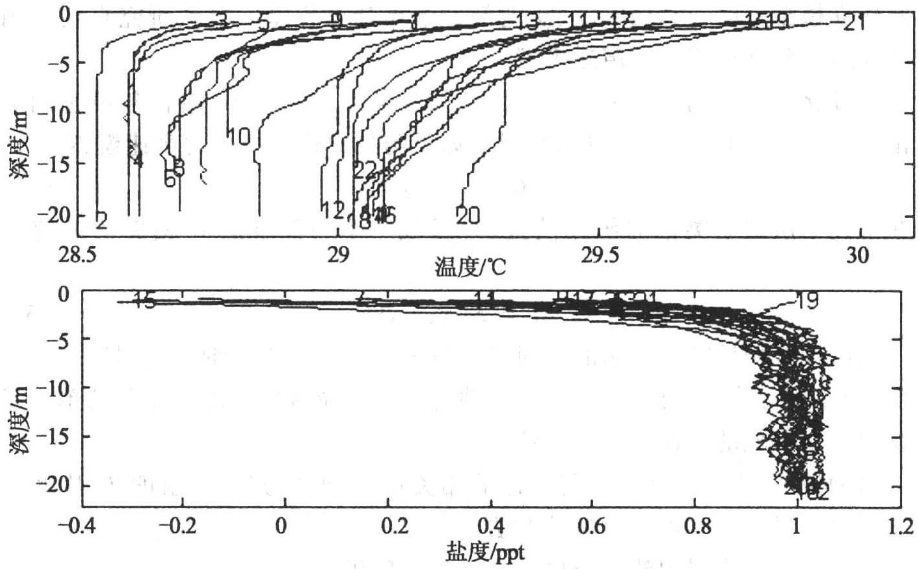


图 5-18　实测的 22 个温度剖面和盐度剖面

为了构造长江口崇头段水域的空间声速模型，首先将这些以深度-声速表示的声速剖面用梯度来描述，并作为输入向量输入到 SOFM 网络中，通过对所设计网络的训练，得到了图 5-13 所示的分类结果。

下面利用分类后的这 22 条声速剖面以及温度、盐度剖面，分别采用前面所述的两种方法构造长江口崇头段的空间声速模型。当然在构造声速场之前，需首先对所有声速剖面站上的声速、温度和盐度剖面进行标准化处理。用这 22 条剖面中的部分构造模型、部分检验模型，两种方法所得的空间声速场的外符合精度如表 5-9 所示。

表 5-9　两种方法确定空间声速模型的精度比较

被检验的 SVP	方法 1 RMS ($\pm m \cdot s^{-1}$)	方法 2 RMS ($\pm m \cdot s^{-1}$)	被检验的 SVP	方法 1 RMS ($\pm m \cdot s^{-1}$)	方法 2 RMS ($\pm m \cdot s^{-1}$)
2	0.309	0.304	12	0.135	0.136
3	0.095	0.100	13	0.218	0.214
4	0.040	0.036	14	0.317	0.302
5	0.104	0.101	15	0.270	0.264

续表

被检验的 SVP	方法 1 RMS (±m · s⁻¹)	方法 2 RMS (±m · s⁻¹)	被检验的 SVP	方法 1 RMS (±m · s⁻¹)	方法 2 RMS (±m · s⁻¹)
6	0.273	0.278	16	0.094	0.098
7	0.242	0.237	17	0.057	0.052
8	0.079	0.084	18	0.183	0.188
9	0.041	0.040	19	0.317	0.315
10	0.232	0.230	20	0.365	0.368
11	0.351	0.352	21	0.315	0.315

从表 5-9 可以看出,两种方法所确定的空间声速模型的精度非常一致,因而在实际计算中,可根据实测数据的情况,两种方法可单独使用或综合使用。

上述方法建立的声速场模型在多数情况下精度优于 ±0.2m/s,达到了声速剖面仪的标称精度;在个别精度稍低,最差处达到了 ±0.36m/s。分析认为,构造空间声速模型时,若考虑了声速剖面的特征和代表性,并从声速剖面的分类结果中提取出了特征声速剖面参与了模型的构建,则模型均能获得比较好的外部检核精度;否则,模型精度不理想。这种情况可清楚地呈现在图 5-19 中。

从图 5-19 可以看出,当被检验声速剖面梯度与周围声速剖面梯度的变化基本一致时,一般情况下可获得比较高的精度,否则,模型的精度将变得比较差。图 5-19(a)中,被检验的声速剖面 4 与 3、5 梯度变化一致,且量值接近,因而取得了比较好的精度;图 5-19(b)中,尽管被检验的声速剖面 21 与 20、22 梯度变化大体接近,但在数值上存在较大的差异,因而模型精度比较低。尽管如此,还是远高于直接采用邻近声速剖面的精度。

综上所述,可得出如下结论和建议:

(1)利用实测声速剖面数据或/和温度、盐度剖面数据,综合构造测量水域的声速空间变化模型,在不增加工作量的情况下,对于最大限度地削弱声速剖面代表性误差的影响、提高声线跟踪精度非常有益,实践也验证了这种方法的正确性。

(2)在构造声速空间变化模型时,只有考虑参与构造模型的声速剖面或/和温度、盐度剖面变化的特征以及代表性,才能获得比较理想的模型。因而在应用本文所述的构模方法时,需要对声速剖面进行正确分类。SOFM 是一种比较理想的声速剖面分类方法,它同样适用于温度和盐度剖面的类型划分。

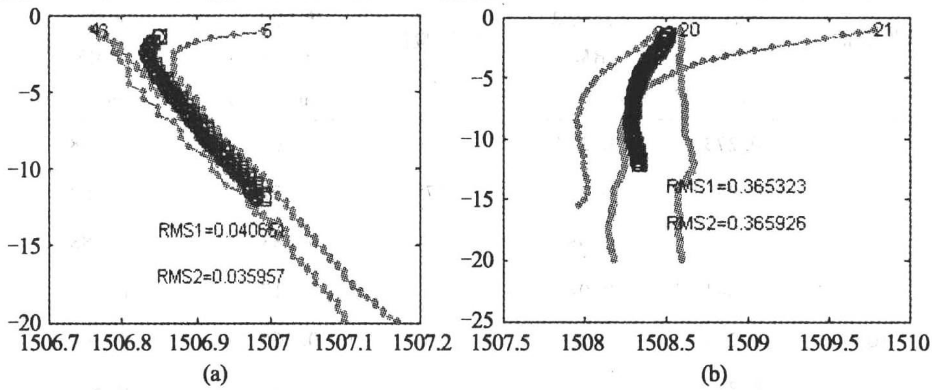


图 5-19　空间声速模型的精度与声速剖面代表性的关系

(3)对于浅水区,目前常用的声速经验模型基本均能达到理想的精度。由于多波束作业范围广,因而需要寻找适合各种情况下的声速经验模型。EM 分层简化模型可认为是最优声速经验模型。

(4)根据某期的声速剖面观测值,利用本文所述方法建立了测量水域的声速空间变化模型。对于同一水域,若在不同特征时期实施声速剖面测量,可建立与时间和空间相关的声速模型,并长期使用。但需要说明的是,由于海上温度随季节的变化相对比较规律,盐度变化也相对稳定,只要在特征季节测量声速(或温度、盐度)剖面,即可得到长期使用的时空声速模型;而对于江河、水深比较浅的水域,要建立相对比较精确的时空声速模型是比较困难的,这主要是因为水温不但受长周期性季节变化的影响,还受短周期性天气的变化影响。在某些情况下,后者的影响还比较显著。

5.5　声线跟踪法

多波束测量中,由于大量存在入射角不为零的波束,即非垂直入射波束,简单的一级近似(即认为声线在整个水柱中按直线传播,采用三角法直接得到海底点的坐标)计算精度难以满足要求,因此,研究高精度的声线跟踪算法是十分重要的。

声线跟踪是建立在声速剖面基础上的一种波束脚印(投射点)相对船体坐标系坐标的计算方法。声线跟踪通常采用层追加方法,即将声速剖面内相邻两个声速采样点划分为一个层,层内声速变化可假设为常值(零梯度)或常梯度。对于前者,计算思想和过程简单,后者相对比较复杂。在后者的声线跟踪计算过

程中,声速变化函数采用 Harmonic 平均声速。

5.5.1　Harmonic 平均声速

Harmonic 平均声速定义为:

$$C_H = \frac{z - z_0}{t} = (z - z_0)\left[\int_{z_0}^{z} \frac{\mathrm{d}z}{C(z)}\right]^{-1} \tag{5-25}$$

假设波束经历的水柱$[z_0, z]$有 N 层(即声速剖面内有 $N+1$ 个声速采样点,层 i 的表面声速为 C_i)(见图 5-20),则可利用层厚度 $\mathrm{d}z(z_{i+1} - z_i)$ 和声速函数 $C^i(Z)$ 获得整个水柱中的 Harmonic 平均声速。根据 Larry Mayer(1996)的观点,声速在第 i 层$[z_i, z_{i+1}]$$(i = 1,2,3,\cdots,N)$的传播时间为:

$$t_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{\mathrm{d}z}{C^i(z)} \tag{5-26}$$

若声速在层 i 内以常梯度 g_i 变化,则层内$(z \in [z_i, z_{i+1}])$声速函数为:

$$C^i(z) = C_i + g_i(z - z_i)$$
$$g_i = \frac{C_{i+1} - C_i}{z_{i+1} - z_i} = \text{Constant} \tag{5-27}$$

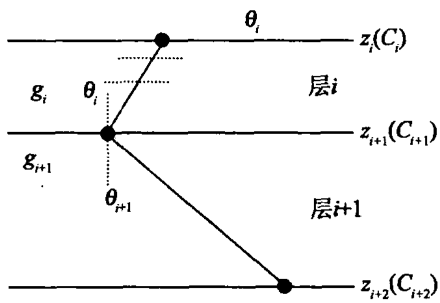


图 5-20　Harmonic 平均声速原理

式(5-26)又可表达为:

$$t_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{\mathrm{d}z}{C^i(z)} = \frac{1}{g_i}\ln\frac{C_{i+1}}{C_i} \tag{5-28}$$

设波束经历整个水柱$[z_0, z]$的时间为 T_V,则 Harmonic 平均声速 C_H 为:

$$C_H = (z - z_0)T_V^{-1}$$
$$T_V = \sum_{i=1}^{N} t_i = \sum_{i=1}^{N}\left(\frac{1}{g_i}\ln\frac{C_{i+1}}{C_i}\right) \tag{5-29}$$

即
$$C_H = (z - z_0)\left(\sum_{i=1}^{N}\frac{1}{g_i}\ln\left(1+\frac{g_i}{C_i}\Delta z_i\right)\right)^{-1} \tag{5-30}$$

若 $g_i \approx 0$，则有：

$$\frac{1}{g_i}\ln\left(1+\frac{g_i}{C_i}\Delta z_i\right) \to \frac{\Delta z_i}{C_i}$$

C_H 获得后，则深度为：

$$z - z_0 = C_H T_V \tag{5-31}$$

5.5.2 基于层内常声速假设下的声线跟踪算法

假设波束经历由 N 层组成的水柱，声速在层内以常速传播（图 5-21），根据 Snell 法则有：

$$\sin\theta_i = pC_i \tag{5-32}$$

结合图 5-21，设层厚度为 Δz_i（$\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$），则波束在层 i 内的水平位移 y_i 和传播时间 t_i 为：

$$y_i = \Delta z_i \tan\theta_i = \frac{\sin\theta_i \Delta z_i}{\cos\theta_i} = \frac{pC_i\Delta z_i}{(1-(PC_i)^2)^{1/2}}$$
$$t_i = \frac{y_i/\sin\theta_i}{C_i} = \frac{y_i}{pC_iC_i} = \frac{\Delta z_i}{C_i(1-(pC_i)^2)^{1/2}} \tag{5-33}$$

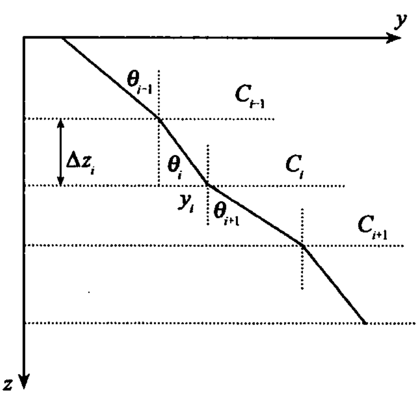


图 5-21　常声速声线跟踪

根据式(5-33)，波束经历整个水柱的水平距离和传播时间分别为：

$$y = \sum_{i=1}^{N}\frac{pC_i\Delta z_i}{(1-(pC_i)^2)^{1/2}} \tag{5-34}$$

$$t = \sum_{i=1}^{N} \frac{\Delta z_i}{C_i(1-(pC_i)^2)^{1/2}} \tag{5-35}$$

5.5.3 基于层内常梯度假设下的声线跟踪算法

假设波束经历由 N 个不同介质层组成的水柱，声速在各层中以常梯度 g_i 变化。

如图 5-22 所示，设层 i 上、下界面处的深度分别为 z_i 和 z_{i+1}，层厚度为 Δz_i；波束在层内的实际传播轨迹应为一连续的、带有一定曲率半径 R_i 的弧段，则 R_i 为：

$$R_i = -1/pg_i \tag{5-36}$$

层 i 内声线的水平位移 y_i 为：

$$y_i = R_i(\cos\theta_{i+1} - \cos\theta_i) = \frac{\cos\theta_i - \cos\theta_{i+1}}{pg_i}$$

$$\cos\theta_i = (1-(pC_i)^2)^{1/2}, \Delta z_i = z_{i+1} - z_i$$

则

$$y_i = \frac{[1-(pC_i)^2]^{1/2} - [1-p(C_i+g_i\Delta z_i)^2]^{1/2}}{pg_i} \tag{5-37}$$

结合图 5-22，波束在该层经历的弧段长度 $S_i = R_i(\theta_i - \theta_{i+1})$，则经历该段的

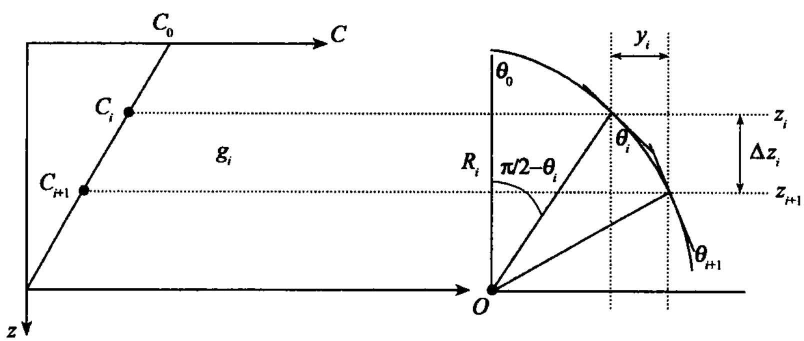


图 5-22　层内常梯度声线跟踪

时间 t_i 为：

$$t_i = \frac{R_i(\theta_i - \theta_{i+1})}{C_{Hi}} = \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{pg_i^2\Delta z_i}\ln\left[\frac{C_{i+1}}{C_i}\right]$$

$$= \frac{\arcsin[p(C_i + g_i\Delta z_i)] - \arcsin(pC_i)}{pg_i^2\Delta z_i}\ln\left[1 + \frac{g_i\Delta z_i}{C_i}\right] \tag{5-38}$$

上述声线跟踪模型表明，波束脚印位置的计算过程是复杂的，且只有在声速剖面已知的情况下才能实施。为此，下面将提出一种简化的声线改正模型。

5.6 等效声速剖面法

根据 Geng 和 Zielinski 的观点（1999），具有相同传播时间、表层声速 C_0、声速剖面积分面积相同的声速剖面族，波束脚印位置的计算结果相同。在此基础上，本章提出了一种依据积分面积差进行声线改正的方法。相对传统方法，在保证计算精度的情况下，具有计算简单、方便、易于实现等特点。

5.6.1 一个重要事实的证明

设波束经历 N 次折射，仅分析经历层 i 的情况，根据图 5-23，设层面 z_{i-1} 的入射参数为 C_{i-1}、θ_{i-1}，经过水层厚度 Δz_i（$\Delta z_i = z_i - z_{i-1}$），传播时间 t_i，层面 z_i 的入射参数为 C_i、θ_i，声速在层内以常梯度 g_i 变化。

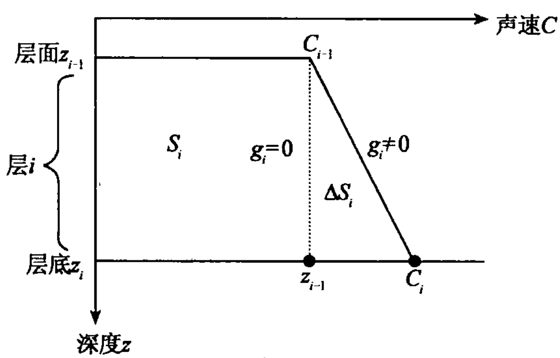


图 5-23 面积差示意图

若 $g_i = 0$，根据图 5-21 和式（5-33），波束经历层 i 后的水平位移 y'_i 和深度 z'_i 为：

$$z'_i = z_{i-1} + C_{i-1} t_i \cos\theta_{i-1}$$
$$y'_i = y_{i-1} + C_{i-1} t_i \sin\theta_{i-1} \tag{5-39}$$

若 $g_i \neq 0$，根据图 5-23 和式（5-37），z_i 和 y_i 为：

$$z_i = z_{i-1} + \frac{\sin\theta_i - \sin\theta_{i-1}}{p g_i}$$
$$y_i = y_{i-1} + \frac{\cos\theta_{i-1} - \cos\theta_i}{p g_i} \tag{5-40}$$

式(5-39)在层内采用一级近似确定声线位移量，计算精度太低；式(5-40)虽然保证了精度，但过于复杂。为了保证计算精度，且简化计算过程，现引入位置和面积相对误差两个概念。

定义层 i 内的位置相对误差(包括深度和水平位移相对误差 f_{z_i}、f_{x_i})为：

$$\varepsilon_{z_i} = f_{z_i} = \frac{z'_i - z_i}{z_i - z_{i-1}} = \frac{z'_i - z_{i-1}}{z_i - z_{i-1}} - 1$$

$$\varepsilon_{y_i} = f_{y_i} = \frac{y'_i - y_i}{y_i - y_{i-1}} = \frac{y'_i - y_{i-1}}{y_i - y_{i-1}} - 1 \tag{5-41}$$

面积差思想如图5-23所示，设常声速剖面 $C_{i-1} - C_{i-1}$(参考声速剖面)与常梯度声速剖面 $C_{i-1} - C_i$ 之间的面积差为 ΔS_i，则相对面积差 ε_{s_i}的定义为：

$$\varepsilon_{s_i} = \frac{\Delta S_i}{S_i} = \frac{C_i - C_{i-1}}{2C_{i-1}}$$

$$\Delta S_i = \frac{1}{2}(C_i - C_{i-1})(z_i - z_{i-1})$$

$$S_i = C_{i-1}(z_i - z_{i-1}) \tag{5-42}$$

结合 Snell 法则以及 Geng(1997)，对式(5-38)的近似表达式为：

$$\sin\theta_i = (1 + 2\varepsilon_{s_i})\sin\theta_{i-1}, t_i = \frac{1}{g_i}\ln\left[\frac{C_i(1 + \cos\theta_{i-1})}{C_{i-1}(1 + \cos\theta_i)}\right] \tag{5-43}$$

将式(5-37)、式(5-38) 代入式(5-39)，并利用式(5-40)和式(5-41)，则 f_{z_i}、f_{x_i}可表达为：

$$f_{z_i}(\varepsilon_{s_i},\theta_{i-1}) = \frac{\cos\theta_{i-1}}{2\varepsilon_{s_i}}\ln\left[(1 + 2\varepsilon_{s_i})\frac{1 + \cos\theta_{i-1}}{1 + \sqrt{1 - [(1 + 2\varepsilon_{s_i})\sin\theta_{i-1}]^2}}\right] - 1$$

$$f_{y_i}(\varepsilon_{s_i},\theta_{i-1}) =$$

$$\frac{(\sin\theta_{i-1}/2\varepsilon_{s_i})\ln\left[(1 + 2\varepsilon_{s_i})\left\{(1 + \cos\theta_{i-1})/(1 + \sqrt{1 - [(1 + 2\varepsilon_{s_i})\sin\theta_{i-1}]^2}\right\}\right]}{\left(\sqrt{1 - [(1 + 2\varepsilon_{s_i})\sin\theta_{i-1}]^2} - \cos\theta_{i-1}/\sin\theta_{i-1} - (1 + 2\varepsilon_{s_i})\sin\theta_{i-1}\right)} - 1 \tag{5-44}$$

从上式可以得出这样一个结论：深度和水平位移相对误差 f_{z_i}和 f_{x_i}仅与层面入射角和相对面积差有关，而与其他参数无关。

5.6.2 误差修正法

根据上述结论，结合式(5-41)，可得出相对于式(5-39)的补偿模型：

$$z_i = z_{i-1} + (z'_i - z_{i-1})/(1 + f_{z_i}(\varepsilon_{s_i},\theta_{i-1}))$$

$$y_i = y_{i-1} + (y'_i - y_{i-1})/(1 + f_{y_i}(\varepsilon_{s_i}, \theta_{i-1})) \tag{5-45}$$

若将层 i 内的计算思想推广到整个水柱，设波束的初始入射角、声速、入射水层深度和水平位移分别为 θ_0、C_0、z_0 和 x_0，海底投射点为(z_B,x_B)，则有：

$$z_B = z_0 + \frac{z'_B - z_0}{1 + f_z(\varepsilon_s, \theta_0)}, \quad y_B = y_0 + \frac{y'_B - y_0}{1 + f_y(\varepsilon_s, \theta_0)} \tag{5-46}$$

$$z'_B - z_0 = C_0 T\cos\theta_0, \quad y'_B - y_0 = C_0 T\sin\theta_0 \tag{5-47}$$

由上式可知，只要已知 θ_0、C_0、z_0、x_0 和波束的传播时间 T，即可确定深度和平面位移。

实际声速剖面同参考声速剖面间的关系可简化为图 5-24 中的三种形式。图中，实线代表实际声速剖面，虚线代表假设的参考声速剖面。对图 5-24(b)中实际声速剖面(实线部分)在声速发生改变处(深度为 z_m)进行分割，z_m 线以上的部分同图 5-24(a)中的情况相同。最复杂的是图 5-24(c)中的情况，分割点不但要选取实际声速剖面的转折点，还要选取实际声速剖面与参考声速剖面的交点。实际声速剖面同参考声速剖面之间的关系可描述为图 5-24 中的一种或几种情况的组合。由于这种方法不是直接依赖于实际声速剖面进行声线跟踪计算，而是通过选择一个简单的声速剖面(如零梯度声速剖面)作为参考声速剖面的，根据相对面积差，建立参考声速剖面与实际声速剖面间的联系，进而修正参考声速剖面的计算结果，获得最终的波束脚印位置，因此，该方法可简称为误差修正法。

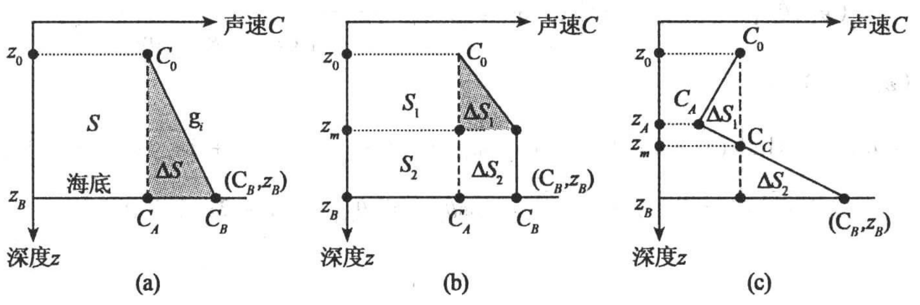


图 5-24　实际声速剖面与参考声速剖面的关系

5.6.3　等效声速剖面法

根据 Geng 和 Zielinski(1999)的观点，计算波束脚印位置时，总可以寻找到一个简单的声速剖面替代实际声速剖面。

根据图 5-25，设常梯度声速剖面 C_0-C_B 与实际声速剖面的面积差为 0，以零梯度声速剖面 C_0-C_A 作为参考声速剖面，根据上述结论，采用误差修正思想，只要得到常梯度声速剖面 C_0-C_B 的梯度，便可将波束在整个水柱的传播情况视为常梯度变化，采用类似于常梯度声线跟踪的方法获得深度。

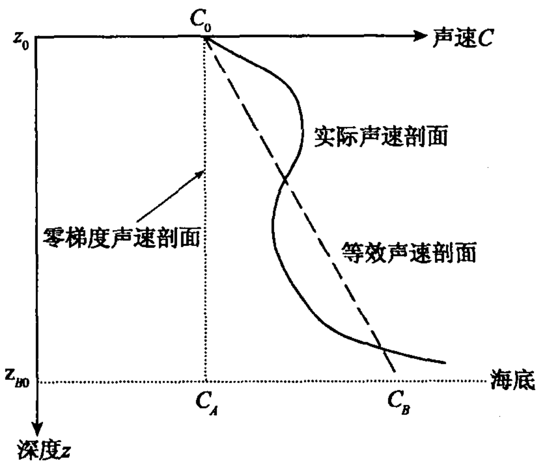


图 5-25　等效声速剖面

设 ε_S 为实际声速剖面与零梯度声速剖面间的面积差，波束（入射角为 θ_0）的参考深度 z_{B0} 已知，零梯度声速剖面确定的深度为 z'_{B0}，则深度的相对误差 ε_z 可定义为：

$$\varepsilon_z = (z'_{B0} - z_{B0})/z_{B0} \tag{5-48}$$

根据梯度的定义，可以得到常声速剖面的梯度 g_{eq} 以及对应的声线弧段曲率半径 R_{eq}：

$$g_{eq} = \frac{C_B - C_0}{z_{B0} - z_0} = \frac{2\varepsilon_S C_0}{z_{B0} - z_0} \tag{5-49}$$

$$R_{eq} = \frac{-1}{pg_{eq}} = \frac{-C_0}{g_{eq}\sin\theta_0} \tag{5-50}$$

若波束往返程时间为 t，根据常梯度声线跟踪原理，深度 z_B 为：

$$z_B = z_0 + R_{eq}\left(\sin\theta_0 + \frac{2g_{eq}R_{eq}(1+\cos\theta_0)C_0\exp(g_{eq}t/2)}{(g_{eq}R_{eq}(1+\cos\theta_0))^2 + (C_0\exp(g_{eq}t/2))^2}\right) \tag{5-51}$$

由式(5-51)可以看出，深度计算仅利用了表层声速 C_0 和参考深度 z_{B0}，实际声速剖面仅用于面积差计算。

由于常梯度声速剖面与实际声速剖面具有相同的积分面积，利用常梯度声速剖面计算的结果同实际声速剖面相同，因此，常梯度声速剖面被称为等效声速剖面，利用等效声速剖面确定波束脚印位置的方法简称为等效声速剖面法。

5.7 声线跟踪过程及各方法的比较

5.7.1 声线跟踪法的计算过程

声线跟踪法在每层计算中需要知道层厚度，而层厚度之和即深度正是需要确定的参量，为了解决这一矛盾，下面根据层内声线跟踪的特点给出其计算过程。

声速在层内以常速或常梯度变化两种假设情况下（简称常声速-声线跟踪法和常梯度-声线跟踪法）的声线跟踪思想基本一致，即只要知道各层的深度，便可获得层内波束传播的水平位移和时间。声线跟踪建立在声速剖面的基础上，这样，声速剖面测量时的深度采样间距便成了声线跟踪中的层厚度参数。严格意义上讲，若声速剖面采样站分布均匀且被准确测量，采用常梯度-声线跟踪法确定的波束脚印位置应该是十分准确的，但由于声速剖面采样站的布设密度不可能非常大，加之海底地形变化的多样性和复杂性，实际测量深度同声速剖面的最大采样深度或多或少地存在着差异，考虑声速剖面采样站的作用范围和海底地形变化的平缓性，用声速剖面最大深度采样点处的声速变化规律或根据声速经验公式，计算差异深度范围内的波束水平位移和深度，其计算误差是非常小的。

据式(5-33)、(5-37)和(5-38)，声线跟踪可采用深度追加法实现，其过程为：

(1)根据声速剖面（或声速经验公式）获得声速函数 $C(z)$。

(2)从换能器表面开始追加水层，根据式(5-37)和(5-38)（或式(5-33)）计算波束在各层中的传播时间和水平位移。

(3) 累加各层的传播时间 t_i，同实测时间 T 比较，并判断是否追加新的水层。若 $\sum_{i=1}^{N} t_i = T$,，则 $\sum_{i=1}^{N} z_i$ 和 $\sum_{i=1}^{N} x_i$ 为波束脚印的深度和水平位移；若 $\sum_{i=1}^{N} t_i < T$，则需追加水层，重复步骤 2 中的计算和步骤 3 中的判断；若 $\sum_{i=1}^{N} t_i > T$，不再追加水层，而需根据下式计算多追加部分的厚度 $\Delta z'$ 和水平位移 $\Delta y'$：

$$\Delta z' = \left(\sum_{i=1}^{N} t_i - T\right) C_N \cos\theta_N, \quad \Delta y' = \left(\sum_{i=1}^{N} t_i - T\right) C_N \sin\theta_N, \tag{5-52}$$

式中，C_N、θ_N 为声速剖面最后一层的声速和入射角。上式适用于深水测量的情况，因为当测量深度很深时，多追加部分基本位于深海等温层，利用最后一层的

声线参数计算多追加部分,其计算精度完全可以满足要求。多追加部分的严密计算模型应该考虑声速在该部分的变化特征,因此,引入声速函数,采用分层计算思想可获得高精度的计算结果。多追加部分的厚度 $\Delta z'$ 和水平位移 $\Delta y'$ 获得后,实际深度 z 和水平位移 y 为:

$$z = \sum_{i=1}^{N} z_i - \Delta z', \quad y = \sum_{i=1}^{N} y_i - \Delta y' \tag{5-53}$$

声线跟踪法对声速剖面的依赖性较强,计算比较复杂,但计算过程却十分严密。

5.7.2　误差修正法和等效声速剖面法的计算过程

相对声线跟踪法,误差修正法和等效声速剖面法的计算过程就显得十分简单。计算前,首先确定参考声速剖面,参考声速剖面的选择视计算精度而定,若精度要求不是非常高,建议以常声速剖面作为参考声速剖面。下面具体阐述这两种方法的计算过程。

1. 误差修正法的计算过程

(1)将层 i 的表面声速作为参考声速剖面(即常声速剖面);

(2)根据式(5-42)计算常声速剖面与实际声速剖面的面积差、相对面积差 ε_{s_i};

(3)采用式(5-39)计算一级近似下的 z'_i 和 y'_i;

(4)将 ε_{s_i} 和初始入射角 θ_{i-1} 代入式(5-44),计算深度和水平位移的相对误差 f_{z_i} 和 f_{x_i};

(5)将 f_{z_i} 和 f_{x_i}、z'_i 和 y'_i 代入式(5-45),计算波束经历层 i 后的水平位移 y_i 和层厚度 z_i;

(6) 追加水层,依步骤(1)~(5)的计算过程跟踪计算直至最后一水层,便可得到波束脚印的位置。

以上过程是将误差修正法应用于各层得到的波束脚印位置。若将波束经历的整个水柱视为单层,采用误差修正法的计算过程与上述近似,计算模型为式(5-46)和式(5-47)。

2. 等效声速剖面法的计算过程

(1)在波束脚印附近给出参考深度 z_{B0}(可通过其他测深资料获得);

(2)根据式(5-47)计算 z'_{B0}(这里是对整个水柱采用一级近似,而非单层);

(3)根据式(5-49)和式(5-50)计算等效声速剖面的梯度 g_{eq} 和声线弧段的曲率半径 R_{eq};

(4)将 g_{eq} 和 R_{eq} 代入式(5-51)确定深度 z_B;

（5）用同样的方法确定水平位移 y_B。

5.7.3 各种方法的比较

根据上述方法的计算过程，下面从计算条件、精度、简易程度方面对它们进行比较。

1. 对实际声速剖面的依赖性。

上述方法对实际声速剖面均有一定程度的依赖，不过依赖程度不同。声线跟踪法完全依赖于实际声速剖面，每层计算均建立在声速剖面的基础上；误差修正法与等效声速剖面法虽然也需要实际声速剖面，但只要在实际声速剖面的有效作用范围内，面积差一般保持不变（或变化值较小），因而在该范围内，所有波束的声线改正计算均采用相同的面积差或相对面积差作为计算参数，从而大大简化了计算。因而可以说，声线跟踪法与实际声速剖面的联系表现在每个波束的每层计算中，误差修正法和等效声速剖面法则表现在实际声速剖面有效作用范围内的波束计算中。

2. 深度的计算精度

设 z 为深度，由于常梯度-声线跟踪法的假设与实际比较吻合，计算精度相对较高，实验表明，$z<100$m 时，其深度相对误差优于 z‰；常声速-声线跟踪法的计算精度较差，$z<60$m 时，深度相对误差优于 z%；$z<100$m 时，误差修正法和等效声速剖面法的深度确定精度一般不大于 $4z$‰。影响深度计算精度的主要因素有：

（1）实际声速剖面的代表性误差；

（2）层内声速变化规律假设的合理性；

（3）实际声速剖面作用范围内，视变化的表层声速为常声速的假设误差；

（4）算法的影响；

（5）参数误差的影响（如参考深度误差）；

（6）残余深度层的计算误差。

3. 计算过程的复杂性

声线跟踪法需要根据实际声速剖面计算波束在每层的水平和垂直位移，并叠加各层位移量得到波束脚印位置，计算繁琐；误差修正法和等效声速剖面法，只要确定参考声速剖面与实际声速剖面的相对面积差，依此为参数，修正一级近似结果，计算过程十分简单。

4. 条件的苛刻性

上述方法均需声速剖面，声速剖面分布越密，越具有代表性，计算精度越高；反之，计算精度越低，这就为声速剖面的布设和施测提出了一定的要求。另外，

参考深度作为等效声速剖面法中的一个重要参数,其精度的高低也直接影响着计算结果。

综上所述,常梯度-声线跟踪法的计算精度最高,但计算过程繁琐;等效声速剖面法的计算精度仅次于常梯度-声线跟踪法,但参考深度的要求相对苛刻;误差修正法的计算精度相对前两者稍差,但也能满足 HIO 的测深精度要求,且计算过程简单;精度最差的是声速-声线跟踪法,其计算过程也比较复杂。

5.8　实践及分析

为了验证前述方法的正确性,本文选取了 6 条情况各异的实际声速剖面(如图 5-26 所示),并在实际声速剖面附近提取了多波束的实测数据,分别采用四种声线改正方法进行计算,计算结果如图 5-27 至图 5-30 所示。

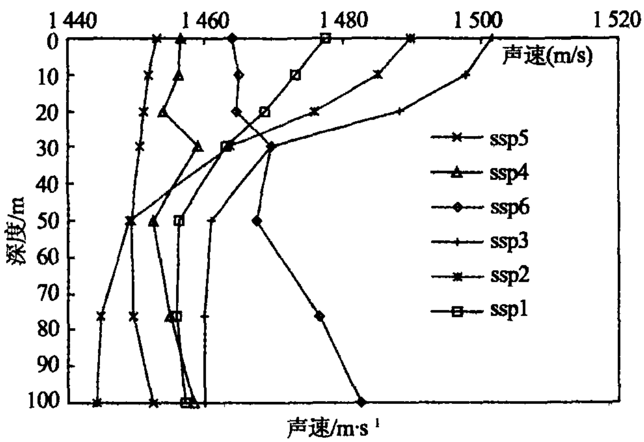


图 5-26　6 条实际声速剖面

1. 三角法

忽略声速在水柱中的变化特性,采用一级近似得到波束脚印的位置,其深度计算精度如图 5-27 所示。从图中可看出,声速剖面变化不大时(声速剖面 4、5),深度相对误差较小;否则,随着声速剖面的复杂化,深度相对误差急剧增大。该法仅适用于测深精度要求不高、声速剖面变化较小的情况,否则难以达到 HIO 的精度要求。

分析原因,主要是由于未考虑声速在水中的传播特性,这也从侧面体现了声线取决于声速的传播规律,反映了声速剖面对波束脚印位置计算的重要性。

2. 常声速-声线跟踪法

虽顾及了声速剖面，但未严格地考虑声速在每层中的实际变化规律，其深度计算精度如图 5-28 所示。深度小于 60m 时，深度相对误差优于 $z\%$；深度大于 60m 后，相对误差明显增大，最大时可达 $10\times z\ \%$，但优于三角法。

每层的声速变化特点对整个深度的计算有着系统性的影响，且具有积累性。该假设下的声线为一折线，是对波束在层内复杂声线的一级近似，与三角法具有相同点。

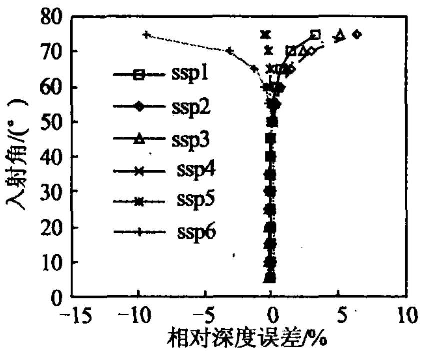


图 5-27 三角法计算精度

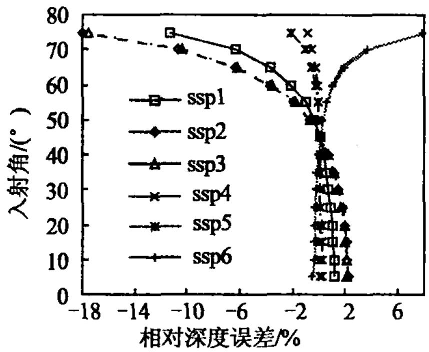


图 5-28 常声速-声线跟踪法计算精度

3. 等效声速剖面法

该法计算所得的深度相对误差如图 5-29 所示。从图中可以看出，深度的相对误差远小于 IHO 规定的 $4z$ ‰的精度指标。这主要得益于采用了等效声速剖面和参考深度。

误差修正法相对等效声速剖面法少了一个计算条件，以常声速剖面为参考断面，而非常梯度声速剖面的计算精度稍逊于等效声速剖面法，但也达到了 $4z$ ‰的精度指标。

4. 常梯度-声线跟踪法

常梯度-声线跟踪法在每层的计算中严格参考实际声速剖面的测量参数，并认为声速在层内的变化具有常梯度特性。该法的计算过程最复杂，但十分严密，因而其计算精度最高。排除系统误差和声速代表性误差的影响，一般情况下，计算精度优于 z ‰。图 5-30 为利用该法得到的深度相对误差。

综上所述，声速变化假设与实际声速剖面的联系愈紧密，深度计算精度愈高；同时，也意味着计算的复杂程度进一步加大。从深度相对误差图可以看出，波束入射角较小时，计算精度较高；反之，计算精度较差。这主要是由如下三个方面的原因造成的：

(1)实际声速剖面在采样时,深度越深,采样的深度间隔越大,这在某种程度上使得波束脚印位置计算的假设同实际产生小的背离,从而造成计算精度降低。

(2)姿态、声速剖面等测量误差给波束脚印的计算也会带来一定的影响。关于船姿测量误差的影响,将在后续章节中介绍。

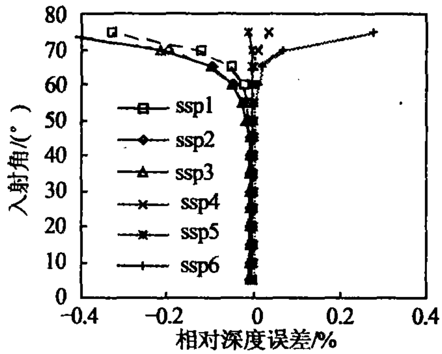


图 5-29　等效声速剖面法计算精度

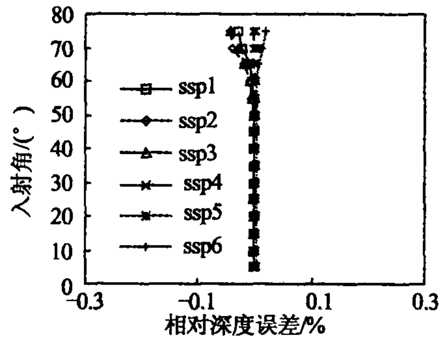


图 5-30　常梯度-声线跟踪法计算精度

(3)边缘波束的底部检测精度会随着波束入射角的增大而降低,从而导致数据观测质量下降,并影响声线改正的最终计算结果。

实践和分析表明,常梯度-声线跟踪法的计算精度最高,适合于精密计算;误差修正法相对前者的计算精度稍差,但也足以满足 HIO 的测深精度要求,且计算过程简单,可认为是一种比较理想的波束脚印计算方法。

5.9　声速对多波束测量成果的影响

声速剖面直接决定着声线的实际轨迹,是声线改正的基础。上一节讨论了声线改正假设对波束脚印坐标的影响,本节将讨论声速测量误差对波束脚印坐标的影响。

5.9.1　声速剖面测量误差的产生

多波束测量中,声速剖面对测量结果的影响是多方面的,其影响有时相当显著(丁继胜,陈卫红,2000)。声速剖面测量是多波束测量的重要环节,其测量误差主要源于仪器的系统误差和环境变化的影响。对于常采用的 CTD 声速剖面测量法,其系统偏差为:

$$\Delta T = 3\times10^{-3}(℃),\Delta S = 2\times10^{-3}(\text{ppt}),\Delta D = 3d(\text{bar})$$

根据 Mackenzie 声速公式和误差传播理论,声速测量误差为:

$$\Delta C = \left[\left(\frac{\partial C(T,s,D)}{\partial T}\Delta t\right)^2 + \left(\frac{\partial C(T,s,D)}{\partial S}\Delta S\right)^2 + \left(\frac{\partial C(T,s,D)}{\partial D}\Delta D\right)^2\right]^{1/2}$$
$$= 0.051\text{m/s} \tag{5-54}$$

影响声速的三个主要因素是温度 T、盐度 s 和深度 D,其中温度对表层海水的作用使得声速的变化比较复杂,在一天测量内,气温对表层水温的影响最大时可达 10°多(部分地区可能更大),对于声速的影响非常显著。另外,特殊水域水文因素的改变、水流的作用对于声速测量的影响也是不可忽视的。上述分析表明,在仪器严格校验的情况下,声速剖面的测量精度主要取决于环境因素的变化。

5.9.2 声速误差的影响

1. 对声线改正的影响

为了简化计算和说明问题,下面根据常声速-声线跟踪法的计算模型(式(5-33))说明声速测量误差的影响。设层 i 的表层入射参数 C_{i-1}、θ_{i-1}没有测量和计算误差,层内声速 C_i 的测量误差为 $\mathrm{d}C_i$,根据 Snell 法则,$\mathrm{d}C_i$ 对该层折射角的影响为:

$$\mathrm{d}\theta_i = \frac{\sin\theta_{i-1}}{\cos\theta_i C_{i-1}}\mathrm{d}C_i \tag{5-55}$$

根据式(5-33),$\mathrm{d}C_i$ 对水平位移的影响为:

$$\mathrm{d}y_i = \Delta z_i \sec^2\theta_i \mathrm{d}\theta_i \tag{5-56}$$

变形式(5-33)中的时间表达式:

$$t_i = \frac{\Delta s_i}{C_i(z)} = \frac{\Delta z_i \sec\theta_i}{C_i} \tag{5-57}$$

则声速误差 $\mathrm{d}C_i$ 对时间的影响为:

$$\mathrm{d}t_i = \frac{\Delta z_i \sec\theta_i \tan\theta_i}{C_i}\mathrm{d}\theta_i - \frac{\Delta z_i \sec\theta_i}{C_i^2}\mathrm{d}C_i \tag{5-58}$$

根据分层计算思想,上一层声速和入射角测量或计算误差将对下一层的折射角产生影响,进而影响波束在下一层的水平位移和传播时间。设下一层的声速和折射角分别为 C_{i+1}、θ_{i+1},且声速没有测量误差,根据 Snell 法则,层 i 内声速、入射角误差 $\mathrm{d}C_i$、$\mathrm{d}\theta_i$ 对层 $i+1$ 的影响如下:

对折射角 $\mathrm{d}\theta_{i+1}$的影响为:

$$\mathrm{d}\theta_{i+1} = \frac{1}{\cos\theta_{i+1}}\left(\frac{C_{i+1}}{C_i}\cos\theta_i \mathrm{d}\theta_i - \frac{C_{i+1}\sin\theta_i}{C_i^2}\mathrm{d}C_i\right) \tag{5-59}$$

对水平位移量的影响 dy_{i+1} 为：

$$dy_{i+1} = \Delta z_{i+1}\sec^2\theta_{i+1}d\theta_{i+1} \tag{5-60}$$

根据式(5-57)，对波束经历层 $i+1$ 传播时间的影响 dt_{i+1} 为：

$$dt_{i+1} = \frac{\Delta z_{i+1}\sec\theta_{i+1}\tan\theta_{i+1}}{C_{i+1}}d\theta_{i+1} \tag{5-61}$$

若层 $i+1$ 内声速也存在误差 dC_{i+1}，则它们对层内折射角、传播时间和水平位移的影响分别为：

$$d\theta_{i+1} = \frac{1}{\cos\theta_{i+1}}\left(\frac{C_{i+1}\cos\theta_i}{C_i}d\theta_i - \frac{C_{i+1}\sin\theta_i}{C_i^2}dC_i + \frac{\sin\theta_i}{C_i}dC_{i+1}\right) \tag{5-62}$$

$$dt_{i+1} = \frac{\Delta z_{i+1}\sec\theta_{i+1}\tan\theta_{i+1}}{C_{i+1}}d\theta_{i+1} - \frac{\Delta z_{i+1}\sec\theta_{i+1}}{C_{i+1}^2}dC_{i+1} \tag{5-63}$$

$$dy_{i+1} = \Delta z_{i+1}\sec^2\theta_{i+1}d\theta_{i+1}$$

$$dz_{i+1} = t_{i+1}\cos\theta_{i+1}dC_{i+1} + C_{i+1}\cos\theta_{i+1}dt_{i+1} - C_{i+1}t_{i+1}\sin\theta_{i+1}d\theta_{i+1} \tag{5-64}$$

可见，声速测量误差不但对本层的折射参数产生影响，还影响着下一层的折射参数，这种影响对于波束经历整个水柱所造成的水平位移和深度误差具有积累性，表层声速误差的影响最大。

设声速剖面测量误差对层 i 内的水平位移影响量为 dy_i，对传播时间的影响量为 dt_i，则对波束脚印位置的影响为(dy, dz)。根据常声速-声线跟踪法的层追加思想，则有：

$$dz = \left(C_{mean}\sum_{i=1}^{N}dt_i\right)\cos\theta_N,\quad dy = \sum_{i=1}^{N}dy_i \tag{5-65}$$

式中，C_{mean}、θ_N 分别为波束经历水柱最后一层的平均声速和波束入射角。由于声速剖面测量误差的影响表现在各层中，并未集中在最后一层，因而上式仅为概略的估算模型。若声速误差对各层声线改正结果的影响比较大，累积并超过了一个声速剖面采样层，估算模型的误差影响将会更大，但一般情况下，声速剖面测量误差不会造成如此大的影响。

2. 表层声速对波束控制的影响

表层声速除了对声线改正有影响外，还对波束控制有一定的影响。为了控制那些不垂直于换能器活性面的波束，每个换能器对波束的接收是按顺序的。设换能器的长度为 l，波束控制角为 θ，表层声速为 C_0，根据式(2-19)获得延迟量 τ。对其微分，则表层声速测量误差 dC_0 对波束控制角度的影响为：

$$d\theta = \frac{\tau}{\cos\theta l}dC_0 = \frac{\tan\theta}{C_0}dC_0 \qquad (l = \tau C_0/\sin\theta) \tag{5-66}$$

波束通过对称的换能器阵列单元控制，表层声速只改变波束宽度，并不影响

波束方向。

3. 声速剖面测量误差对条带拼接的影响

若将波束经历整个水柱作为单层处理，表面声速为 C_0，入射角为 θ_0，层内折射角为 θ，声速为 C，测量误差为 $\mathrm{d}C$，则式(5-55)、(5-56)和(5-58)变形为：

$$\mathrm{d}\theta = \frac{\sin\theta_0}{\cos\theta C_0}\mathrm{d}C \tag{5-67}$$

$$\mathrm{d}y = \frac{\Delta z\sin\theta_0}{\cos^3\theta C_0}\mathrm{d}C \tag{5-68}$$

$$\mathrm{d}t = \frac{\Delta z}{C\cos\theta}\left(\frac{\sin\theta\sin\theta_0}{\cos^2\theta C_0} - \frac{1}{C}\right)\mathrm{d}C \tag{5-69}$$

可以看出，声速对波束脚印坐标的影响除了与水层厚度 Δz 成正比外，还与波束入射角 θ_0 存在一定的关系。θ_0 越大，θ 越大，$\mathrm{d}C$ 对波束脚印坐标的影响就越大，呈现系统性，即声速剖面的测量误差对边缘波束的影响远大于对中央波束的影响，这就使得施测于平坦海底的测量成果在相邻条带的拼接处（条带重叠区）出现深度不匹配的现象。

声速剖面的质量控制要严格遵循多波束的作业规范，除保证本测站声速剖面的测量精度外，还要考虑测区的水文环境要素，合理地布置测站，消除其代表性误差。

综上所述认为：

(1)声速测量精度与仪器的测量精度和水文环境因素有关，其中后者起着主导作用。

(2)根据声线跟踪原理，声速剖面的测量误差造成波束脚印的坐标误差，该误差与波束经历的水层厚度成正比；与波束的入射角也存在一定的关系，入射角越大，影响愈显著。

(3)某层的声速误差不但对本层的声线跟踪计算产生影响，而且还对后续水层的水平位移和深度计算均具有系统性影响，表层声速的影响最大。除此之外，表层声速对波束宽度也有一定的影响。

(4)声速误差对边缘波束的影响大于对中央波束的影响，反映在条带拼接中，出现相邻条带重叠区深度数据不匹配。

(5)通过对测量海区的水文要素进行深入调查，精心布置声速剖面采样站和测量时段，建立测区声速剖面数据库，可提高声速剖面的数据质量，减小其测量误差和代表性误差的影响。

5.10　本章小结

本章简要介绍了声速在海水中的传播特征及声线改正参数的确定方法；考虑声速在波束脚印位置计算中的重要性，根据普遍采用的 7 种声速经验模型，通过比较分析，将 EM 分层声速计算模型确定为适合多波束测量和计算的最优声速经验模型；对声线跟踪法进行了比较详细的研究，推导出了常声速-声线跟踪和常梯度-声线跟踪法的计算模型；考虑声线跟踪法的缺陷，论证并提出了误差修正法和等效声速剖面法声线改正模型；给出了上述四种声线改正方法的计算过程，并对其优缺点进行了系统的分析；分析和实践均表明，常梯度-声线跟踪法的计算精度最高，其次为等效声速剖面法（误差修正法）、常声速-声线跟踪法和三角法。常梯度-声线跟踪法的计算过程最为严密，但对声速剖面的依赖性较大，过于繁琐；等效声速剖面法（误差修正法）具有精度高、计算简单等特点，可作为一种理想的声线改正方法；系统地研究了声速测量误差对声线改正的影响，认为声速不但对本层的声线改正产生影响，而且还会影响到后续层的计算，这种影响具有积累性，且与波束入射角、层厚度有关，对深度的影响呈现系统性。

参考文献

[1]周丰年，赵建虎，周才杨. 多波束测深系统最优声速公式的确定[J]. 台湾海峡，2001，20(4)：411-419.

[2]赵建虎，刘经南. 精密多波束深度计算方法研究[J]. 武汉大学学报：信息科学版，2002，27(5)：473-477.

[3]赵建虎，周丰年，张红梅，等. 基于自组织神经网络的声速剖面分类方法研究[J]. 武汉大学学报：信息科学版，2007，32 (2)：164-167.

[4]赵建虎. 多波束深度及图像数据处理方法研究[D]. 武汉：武汉大学，2002.

[5]叶久长. 声速计算公式比较[J]. 海洋测绘，1988(1)：17-20.

[6]管铮. 在我国使用声速改正公式的精度分析[J]. 海洋测绘，1990(3)：32-37.

[7]申家双，王瑞，谢锡君. 回声测深仪的声速改正[J]. 海洋测绘，1995(1)：47-51.

[8]Kohonen T. Self - organization and Associative Memory [M]. Berlin：Springer-Verlag，1987.

[9]袁曾任. 人工神经元网络及其应用[M]. 北京：清华大学出版社，1999.

[10]徐勇. 神经网络模式识别及其实现[M]. 北京：电子工业出版社，1999.

[11]张立明. 人工神经网络的模型及应用[M]. 上海：复旦大学出版社，1993.

[12]丰艳,陈一民,吴志扬. 自组织神经网络在图像处理中的应用[J]. 自动化仪表, 2005, 26(8): 32-34.

[13]王永骥,涂健. 神经网络控制[M]. 北京:机械工业出版社,1998.

[14]曾旭平,阳凡林,李陶,等. 基于 SOFM 网络的声图非监督分类[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2004,29(11):977-980.

[15]申家双,王瑞,谢锡君,等. 回声测深仪的声速改正[J]. 海洋测绘,1995(1): 49-53.

[16]Geng X. Precise Acoustic Bathymetry[D]. Victora: University of Victora, 1999.

第6章 辅助参数的测定、滤波及补偿

多波束是一个由多传感器组成的复杂系统，每个传感器的测量参数对于波束的归位计算都十分重要，因而对辅助参数的测量方法、补偿思想进行深入研究是十分必要的。

多波束的辅助参数主要有船位、船姿、吃水、潮汐、声速剖面等，声速剖面在第5章已进行了深入研究，本章重点研究其他辅助参数的测量和计算方法。

一般情况下，船位可通过GPS确定，船姿多采用运动传感器测定，潮位通过验潮站直接测定或潮汐预报获得，实践已验证了这些方法的可行性，但也暴露出了一些问题。GPS的问世为海洋测绘提供了重要工具和测量手段，据此，本章研究利用GPS实施潮位、船姿测量的可行性，以及由此衍生出来的无验潮模式下的多波束水下地形测量技术的可行性。

辅助参数对多波束的归位计算作用重大，其可信度的高低直接影响着波束脚印位置的准确性，因此，辅助参数的滤波工作就显得尤为重要。传统的数据处理软件多采用Kalman滤波作为数据平滑工具，但发散问题是滤波工作中必须克服的核心问题，为此，本章还研究了自适应Kalman滤波技术，并将之应用于辅助参数的滤波中。

6.1 多波束测量中的定位技术

导航定位是海洋勘测、调查、工程、开发和科学研究具体实施以及成果表达的基础。海洋科学就其本质而言是一门研究海洋要素时空变化特征的学科，海洋调查研究如果离开了与之相配套的定位数据，那么海洋要素的观测将失去意义，海洋工程则难以设计和施工。要保证高精度的多波束测量成果，除考虑多波束系统内部的一些影响因素外，高精度的定位数据是保证上述目标实现的前提和基础。除此之外，作为条带式测深系统，高精度的导航信息可以保证测量按照预定的测线进行，从而可避免不必要的重复观测或者测量区域的遗漏，也避免了测量中地形畸变的产生和因遗漏区域过多导致资料报废。

GPS的定位模式可分为绝对定位和相对定位，其中相对定位按照作用距离又可分为局域差分定位LADGPS（坐标差分、伪距差分和载波相位差分）和广域

差分定位 WADGPS 两大类。下面分别简要地介绍这些方法的基本原理。

1. 绝对定位

伪距法单点定位的观测方程为：

$$\rho_i^0 + \frac{x_s - X}{\rho} \cdot dX + \frac{y_s - Y}{\rho} \cdot dY + \frac{z_s - Z}{\rho} \cdot dZ - c \cdot v_{T_b} = \tilde{\rho}_i + (\delta\rho_i)_{ion} + (\delta\rho_i)_{trop} - c \cdot v_{t_i^s} + v \tag{6-1}$$

式中，(x_s, y_s, z_s) 为卫星坐标；(X, Y, Z) 为测船坐标；ρ 为测船到卫星的伪距。

2. 伪距差分定位

小区域范围内，认为 $d\rho_{kion}^i = d\rho_{rion}^i$，$d\rho_{ktrop}^i = d\rho_{rion}^i$，$d\rho_{krel}^i = d\rho_{rrel}^i$ 则伪距差分定位原理为：

$$\begin{aligned}
\tilde{\rho}_k^i &= \tilde{\rho}_r^i + \rho_k^i - \rho_r^i + c dt_{kr} \\
\tilde{\rho}_k^i &= ((X_k - X^i)^2 + (Y_k - Y^i)^2 + (Z_k - Z^i)^2)^{1/2} \\
\tilde{\rho}_r^i &= ((X_r - X^i)^2 + (Y_r - Y^i)^2 + (Z_r - Z^i)^2)^{1/2} \\
dt_{kr} &= dt_k - dt_r
\end{aligned} \tag{6-2}$$

式中，ρ 为伪距观测值，$\tilde{\rho}$ 为星站间的几何距离；dt 为接收机钟差；$d\rho_{ion}$、$d\rho_{trop}$、$d\rho_{rel}$ 分别为电离层、对流层和相对论效应引起的伪距改正量；(X, Y, Z) 为地心坐标；下脚 k 和 r 代表流动站和基准站；i 代表第 i 颗卫星。

3. 载波相位差分测量

由于载波波长比伪距码长小了 2 个数量级，同时，在载波相位差分测量数据处理中，充分利用了不同卫星、测站和历元间的线形组合（单差、双差），消除和削弱了某些不能进行较好模型化处理的误差，因而经处理后的点位精度远高于伪距差分和坐标差分的精度。

根据载波相位观测方程，当基准站 r 和流动站 k 同时接收第 i、j 颗卫星，则双差方程为：

$$\begin{aligned}
\nabla\Delta\rho_{rk}^{ij}(t) &= \Delta\rho_{rk}^j(t) - \Delta\rho_{rk}^i(t) \\
&= \nabla\Delta\tilde{\rho}_{rk}^{ij} - \nabla\Delta\rho_{rkion}^{ij} + \nabla\Delta\rho_{rktrop}^{ij} + \lambda\, \nabla\Delta N_{rk}^{ij} + \nabla\Delta\varepsilon_{rk}^{ij}
\end{aligned} \tag{6-3}$$

式中，$\nabla\Delta$ 为双差因子；λ 为波长；N 为整周模糊度；ε 为观测误差。

4. 广域差分 GPS（wide area differential GPS，WADGPS）

广域差分 WADGPS 技术的基本思想是对 GPS 观测量的误差源加以区分，并对每一个误差源分别加以模型化，然后将计算出来的每一个误差源的误差修正值（差分改正值）通过数据通讯链传输给用户，对用户 GPS 接收机的观测值误差加以改正，以达到削弱这些误差源的影响、改善用户 GPS 定位精度的目的。上述处理方法削弱了 LADGPS（局域差分 GPS）技术中对基准站和用户站之间时

空相关性的要求，又保持了 LADGPS 的定位精度，因此在 WADGPS 系统中，只要数据通信链有足够的能力，基准站和用户站间的距离原则上是没有限制的。

5. GPS 网络 RTK 技术或虚拟参考站定位技术 VRS(virtue reference system)

与常规 RTK 不同，VRS 网络中，各固定参考站不直接向移动用户发送任何改正信息，而是将所有的原始数据通过数据通讯线发给控制中心。同时，移动用户在工作前，先通过 GSM 的短信息功能向控制中心发送一个概略坐标，控制中心收到这个位置信息后，根据用户位置，由计算机自动选择最佳的一组固定基准站，根据这些站发来的信息整体地改正 GPS 的轨道误差，电离层、对流层和大气折射引起的误差将高精度的差分信号发给移动站。这个差分信号的效果相当于在移动站旁边生成一个虚拟的参考基站，从而解决了 RTK 作业距离上的限制问题，并保证了用户的精度。

VRS 相对传统 RTK，提高了定位精度、可靠性以及作用范围，大大地降低了成本。

6. 精密单点定位技术 PPP(precise point positioning)

基于非差双频载波相位观测值，在初始化后进行单历元精密单点定位，可以实现全球范围内的事后或实时动态定位。与 PPK 和 RTK 技术不同，PPP 作业无需无基站，数据采用事后处理的方法。

精密单点定位的思路首先是利用全球若干 IGS 跟踪站的 GPS 观测数据计算出精密卫星轨道参数和卫星钟差，然后以此为基础对单台接收机采集的相位或伪距观测值进行非差定位处理，其主要计算过程为：采用双频观测值消除了电离层影响，利用卫星钟差估计值削去卫星钟差项，GPS 卫星坐标可以用精密星历计算出来，通过采用双频无电离层组合观测值组成观测方程，

$$
\begin{aligned}
R_i^j(t) &= \rho_{i,0}^j(t) - \left[l_i^j(t)\, m_i^j(t)\, n_i^j(t) \right] \begin{bmatrix} \delta X_i \\ \delta Y_i \\ \delta Z_i \end{bmatrix} + \delta\rho_i(t) - \lambda N_i^j \\
R_i^j(t) &= \lambda \varphi_i^j(t) - \Delta_{i,I_p}^j(t) - \Delta_{i,T}^j(t) \\
\varphi_i^j(t) &= \mathrm{Int}(\varphi)_i + F_r(\phi)_i
\end{aligned} \tag{6-4}
$$

式中，λ 为波长；$\Delta_{i,I_p}^j(t)$ 为电离层延迟；$\Delta_{i,T}^j(t)$ 为对流层延迟；$\delta\rho_i(t)$ 为卫星钟差估计量；N_i^j 为整周模糊度；$\mathrm{Int}(\varphi)_i$ 为整周计数；$F_r(\phi)_i$ 为不足一周的部分。

上述模型中电离层延迟可以通过双频观测值消除，对流层运用 Hopfield 或 Saastamoine 模型消除。在动态载波相位测量时，一般进行初始化测量，亦即在动态用户航行之前，需要进行 20 min 左右的静态测量，而精确地计算出整周模糊度 N_i^j。当动态用户航行后，将该解算出的整周模糊度视为已知值。因此，只

要 GPS 接收机能够始终保持不中断，多普勒计数亦即不发生周跳，则可以利用上述模型作为观测方程解出测站的三维位置。此外，精密单点定位中，许多误差不能像相对定位那样得到消除，加之定位的精度要求又比较高，所以必须对可能影响定位精度的各种误差进行精确的修正。如固体潮负荷改正、引力延迟改正等。经过上述各种改正得到的事后处理精度在平面位置可以达到厘米级，垂直方向也可以达到 10 cm。

6.2 局部无缝垂直参考基准面的建立

利用 GPS 要实现多波束测量中各辅助参数的准确测量，尤其是载有多波束系统的测量船在垂直方向的运动变化测定，就必须采用高精度的 GPS 定位技术，如 RTK、PPK 或 VRS。在这一测量过程中，需要首先解决的问题就是垂直基准的转化问题。即将 GPS 实测的大地高转换为具有较强实用价值的海图高。

根据实际应用中涉及的垂直基准（图 6-1），大地高转换为海图高需要通过两步来实现，即首先从大地高到正高，然后再到海图高。

对于第一步转换，可采用几何法或大地水准面模型法，后者往往需要精化以提高模型的精度。对于第二步转换，由于海图深度基准的定义是离散的和跳变的，若将其直接应用于水下地形测量，势必导致实测河床与实际不匹配，并在相邻海图深度基准定义段的界面处出现跳跃性地形。为此，必须建立一个既能反映已有海图基准定义，又能反映海图基准变化连续性和渐进性的海图基准高程模型。

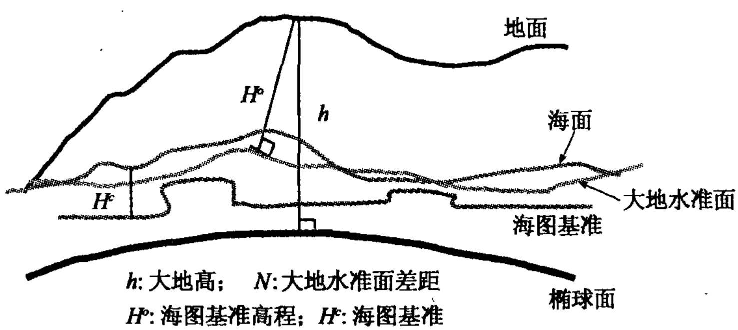


图 6-1　海洋测量中涉及的主要垂直基准及其相互关系

6.2.1　精密局域大地水准面的确定

1. 物理大地水准面模型的几何修正

大地水准面模型虽在整个国家区域内实现了与实际大地水准面间偏差最小，但难以保证与局域大地水准面紧密吻合（Erol，et al，2003）。为此，必须对其进行局域修正。这种局域偏差主要是由于重力数据或水准点比较稀少或分布不均匀所致，因而可以认为，这种偏差是位置的函数，并能够采用与位置相关的几何方法对其进行描述。

大地水准面模型的修正需满足一定数量和分布的 GPS 水准点。在这些点上，首先利用大地水准面模型计算这些点上的大地水准面差距 N_m；再利用各点上的大地高 h 和正高 H_L^0 计算大地水准面差距 N_L，比较 N_m 和 N_L，其差值反映了大地水准面模型在局域的误差 ΔN。ΔN 随位置的变化实际上反映了大地水准面模型在这个区域的偏差分布。结合这些 GPS 水准点的位置建立大地水准面模型的几何修正模型，并计算实际的大地水准面差距 N，

$$\begin{aligned} \Delta N(B,L) &= N_m(B,L) - (h - H_L^0) = c\boldsymbol{X}^{\mathrm{T}} + v \\ N(B,L) &= N_m(B,L) - \Delta N(B,L) \end{aligned} \tag{6-5}$$

2. 几何法直接确定局域大地水准面

利用一定数量的、均匀分布的 GPS/水准点也可构造大地水准面差距的几何模型，直接反映大地水准面差距在局域的变化（高伟等，2004），

$$\begin{aligned} N(\Delta B,\Delta L) &= f(\Delta B,\Delta L) \\ \Delta B = B - B_0,\ &\Delta L = L - L_0 \end{aligned} \tag{6-6}$$

3. 两种确定局域大地水准面方法的比较

物理大地水准面模型是利用重力、水准和 DTM（digital terrain model）等数据通过复杂的模型计算而获得的，因而，建立精确的模型是比较复杂的，尤其对于模型确定所需的数据比较少的情况。与此同时，物理大地水准面模型在大的区域内实现了与实际大地水准面的最好吻合，但在局域还同实际存在着一定的出入，因而需要修正后才能精确反映局域大地水准面。需要指出的是，物理大地水准面模型一旦建立，可长久使用。而对于纯几何法，只要 GPS 水准点足够多、分布理想，便可在小区域范围内拟合一个反映大地水准面起伏变化的几何模型。该法简单易行，但仅适用大地水准面差距变化不大、地形相对平坦的小区域（赵建虎等，1999）。局域大地水准面模型确定后，便可将大地高 h 转换为正高 H^0，

$$H^0(B,L) = h(B,L) - N(B,L) \tag{6-7}$$

6.2.2 局域海图基准高程模型的建立

海图理论深度基准面是根据验潮站常年的潮位观测资料基于低低潮建立的(Erol, et al, 2003)。由于建立该基准面时，利用水准联测获得了该基准面相对大地水准面的高程，即海图基准高程。本节利用潮位站上这两个基准面之间的关系，基于带状河床研制了一种横断面线性内插法，实现正高向海图高的转换。对于相邻两个海图基准定义点 $T_1(x_1, y_1)$ 和 $T_2(x_2, y_2)$，则位于 T_1 和 T_2 河段间的任意一点 $P(x, y)$ 在 $T_1\,T_2$ 连线上的投影点 P' 的坐标 (x', y') 为：

$$x' = \frac{x + k_0 y - k_0 b_0}{k_0^2 + 1}, y' = k_0 x' + b_0$$

$$k_0 = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}, b_0 = y_1 - k_0 x_1 \tag{6-8}$$

如果 T_1 和 T_2 上的海图基准高程分别为 h_1^c 和 h_2^c，则 P 点的海图基准高程 h_P^c 为：

$$h_P^c = h_1^c + S_{T_1P} \frac{(h_2^c - h_1^c)}{S_{T_1T_2}} \tag{6-9}$$

式中，S_{T_1P} 为 T_1 到 P 之间的距离；$S_{T_1T_2}$ 为 T_1 和 T_2 之间的距离。

获得了海图基准高程的内插模型后，便可实现正高 H^0 向海图高 H^c 的转换。

$$H^c = H^0 + h^c \tag{6-10}$$

上述思想和方法是基于带状河床给出的，对于大面积的面状海区，可考虑采用曲面函数拟合得到反映大地水准面与海图基准面间分离(差距)的函数关系。

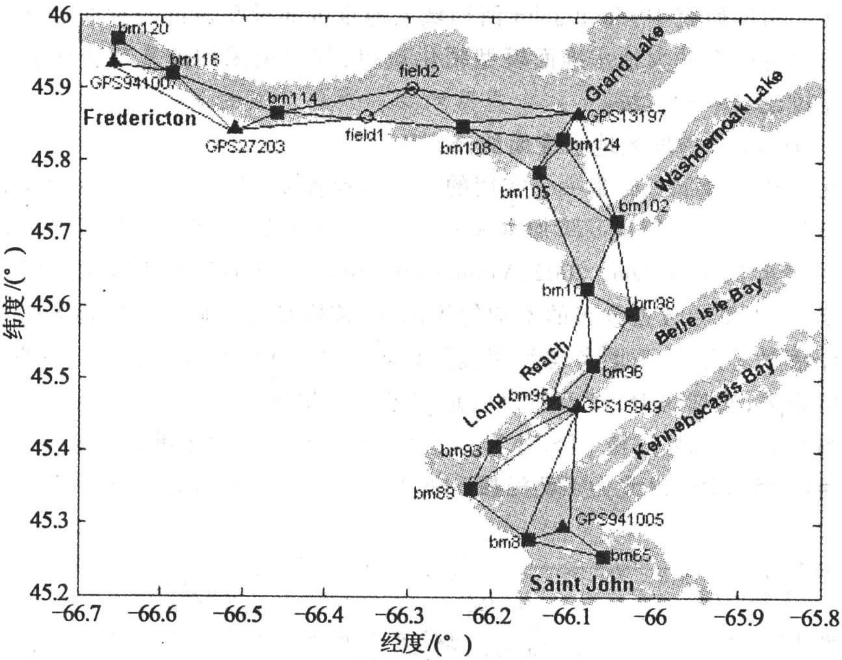
6.2.3 建立 Saint John 河无缝垂直参考基准的实践和过程分析

为了验证上述理论的正确性，利用上述模型和思想在加拿大的 Saint John 河建立了一个无缝垂直基准面，构造了基准间的转换关系，并用于该河段的在航潮位测量。下面具体阐述该基准和模型的建立过程，并分析其精度。

1. Saint John 河 GPS 控制网的建立及大地水准面差距的获取

为了获得上述理论论述中的计算参数，在 Fredericton 到 Upper Gagetown 约 150km 的河段上布设和实施了一个 GPS 控制网测量。控制点基本采用沿河各个码头上的水准点，为了提高图形强度，新增加了一些 GPS 点。控制网如图 6-2 所示。

控制网测量采用 3 台 Trimble 5700 GPS 接收机，分 22 个时段完成。对于长度小于 10 km 的基线，同步观测时间为 1.5 h；大于 10 km 的基线，同步观测时间为 2 h。



▲已知的 GPS 控制点　■水准点　○新布设的 GPS 点

图 6-2　Siant John 河上的 GPS 控制网

数据处理采用 Trimble Geomatics Office（TGO）软件，网平差中，基准设定为 NAD83，平差结果点位精度如表 6-1 所示。

在实施 GPS 控制网测量的同时，还对已有的水准点进行了复测，同时对新布设的 GPS 点进行了联测。自此，获得了每个点的 NAD83 大地高和 CGVD28 正高，利用这些数据，根据大地高与正高的关系可以获得大地水准面差距。

表 6-1　　GPS 网平差后点位精度统计

偏差 / 方向	最大偏差 /cm	最小偏差 /cm	标准偏差 / ± cm
南北方向	0.7	0.3	0.4
东西方向	0.5	0.2	0.3
垂直方向	1.4	0.7	1.0

2. Saint John 河精密局域大地水准面的确定

在下面的研究中,Saint John 河局域大地水准面模型通过两种途径获得。其一是通过对已有的大地水准面模型精化获得;其二是采用纯几何方法获得。下面首先讨论第一种方法。

1) HTv2.0 物理大地水准面的修正

在加拿大,HTv2.0 是一个实用的基准转换模型,它可以实现 NAD83 大地高向 CGVD28 正高的转换。除加拿大北部地区,该模型在 95% 置信度下可以达到 5 cm 的精度(Derek Loo, 2002;Véronneau, 2001)。HTv2.0 模型的精度仅为统计精度,由于重力数据分布的不均匀等因素,该模型在局域的实际精度必然低于该统计精度。为此,下面考虑利用测区内已有的 GPS 水准点数据对 HTv2.0 采取几何修正,实现对 HTv2.0 物理大地水准面的精化。

图 6-3 中,▲为已知 GPS/水准点;○为 5′×5′的大地水准面差距格网数据。定义河段 45°45′N 以北为 EW 河段, 66°14′W 以西为 NS 河段。

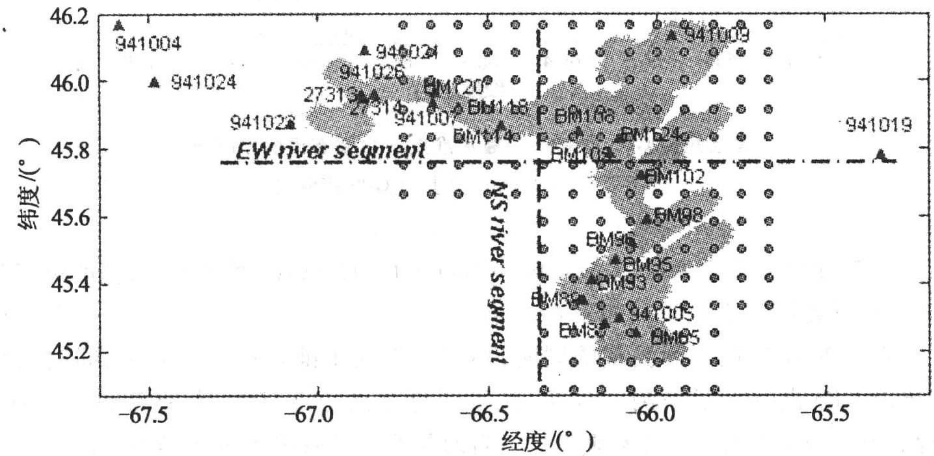


图 6-3 Siant John 河上 GPS/水准点的分布以及利用 HTv2.0 建立大地水准面差距格网

利用 16 个 GPS/水准点和 10 个已知的一级 GPS 控制点建立和检查模型。利用这些点上的大地高和正高计算大地水准面差距 N_L,并与 HTv2.0 模型计算的结果 $N_{HTv2.0}$ 进行比较发现,两种方法计算所得的大地水准面差距之差 $\Delta N_{HTv2.0-L}$ 分布在-12.6~12.2cm 之间,均方根为 ±5.7cm。考虑河道的走势,构造如下几何模型反映 $\Delta N_{HTv2.0-L}$ 的分布,并用于 HTv2.0 模型的改正。

$$\Delta N_{HTv2.0-L}(B,L) = N_{HTv2.0}(B,L) - (h - H_L^0) = cX^T + v$$

$$EW: cX^T = x_0 + x_1\Delta L + x_2\Delta B + x_3\Delta B\Delta L + x_4\Delta L^2$$

$$NS: cX^T = y_0 + y_1\Delta L + y_2\Delta B + y_3\Delta B\Delta L + y_4\Delta B^2$$
$$\Delta B = B - B_0,\quad \Delta L = L - L_0 \tag{6-11}$$

式中，多项式系数矩阵 X 在 EW 模型中为 $[x_0\quad x_1\quad x_2\quad x_3\quad x_4]^T$，在 NS 模型中为 $[y_0\quad y_1\quad y_2\quad y_3\quad y_4]^T$；$v$ 为模型残差；$(B,\ L)$ 为已知点地坐标；(B_0, L_0) 为 EW/NS 河段的中心坐标。NAD83 大地高为 h，CGVD28 正高为 H_L^0。

用 12 个已知点构造 EW 模型，用 5 个已知点检查模型；用 8 个点构造 NS 模型，4 个点检查该模型，这两个模型的内外精度如表 6-2 所示。利用上述修正模型计算整个测区的 HTv2.0 模型的偏差分布，利用式(6-10)，对 $N_{\text{HTv2.0}}$ 进行改正，最终获得准确的大地水准面差距 $N(B,L)$。$N(B,L)$ 在整个河道区域的分布如图 6-4 所示。

$$N(B,L) = N_{\text{HTv2.0}}(B,L) - \Delta N_{\text{HTv2.0}-L}(B,L) \tag{6-12}$$

利用修正后的模型可获得任何位置的 CGVD28 正高，

$$H^0 = h - N \tag{6-13}$$

表 6-2　　**用于修正 HTv2.0 的几何模型的精度**

方向 \ 模型/偏差	模型检验	最大偏差 /cm	最小偏差 /cm	标准偏差 /±cm
EW	内部检验	-1.32	6.62	±3.20
	外部检验	-0.05	1.35	±0.93
NS	内部检验	-0.95	3.24	±2.32
	外部检验	-0.58	-1.43	±0.97

2）几何法确定局部大地水准面

大地水准面差距在不同位置的差异和变化主要起因于地球内部物质分布的不均匀，因而大地水准面差距可以表达为位置的函数（Erol, et al,2003, 2004）。为了获得一个理想的局域大地水准面模型，采用如下 3 个经验几何模型拟合整个测区的大地水准面模型变化。

(1)整体曲面模型

$$N(B,L) = [1\ \Delta B\ \Delta L\ \Delta B\Delta L\ (\Delta B)^2(\Delta L)^2(\Delta B)^2\Delta L\ \Delta B(\Delta L)^2]_{n\times 8}\boldsymbol{P}_{8\times 1} \tag{6-14}$$

(2)分段曲线模型

$$EW: N_{EW}(B,L) = [1\ \Delta L\ (\Delta L)^2(\Delta L)^3(\Delta L)^4(\Delta L)^5]_{n\times 6}\boldsymbol{Q}_{16\times 1}$$

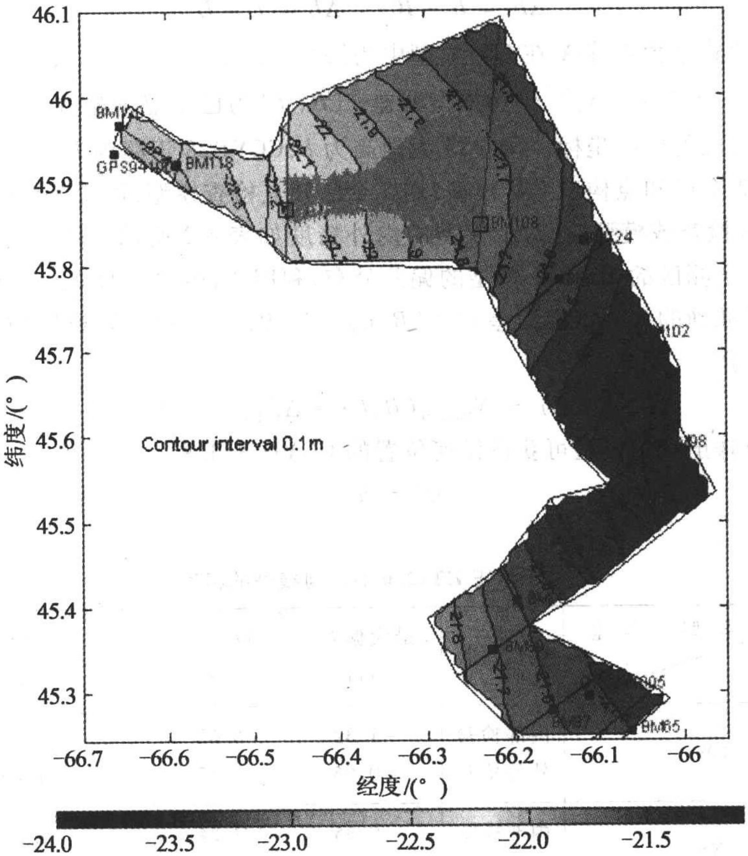


图 6-4　Siant John 河上 GPS/水准点的分布以及利用 HTv2.0 建立大地水准面差距格网

$$NS:N_{NS}(B,L) = [1\ \Delta B\ (\Delta B)^2(\Delta B)^3(\Delta B)^4(\Delta B)^5]_{n\times 6}\boldsymbol{Q}_{2(6\times 1)} \quad (6\text{-}15)$$

(3)分段曲面模型

$$EW:N_{EW}(B,L) = [1\ \Delta L\ \Delta B\ \Delta B\Delta L\ \Delta L^2]_{n\times 5}\boldsymbol{R}_{1(5\times 1)}$$

$$NS:N_{NS}(B,L) = [1\ \Delta B\ \Delta L\ \Delta B\Delta L\ \Delta B^2]_{n\times 5}\boldsymbol{R}_{2(5\times 1)} \quad (6\text{-}16)$$

式中，$\Delta B = B - B_0$，$\Delta L = L - L_0$，(B_0, L_0) 是测区的中央位置，(B, L) 是 GPS/水准点位置。

16 个 GPS/水准点中的 12 个点用于构造模型，其他 4 个点用于检验模型，构造所得模型的精度如表 6-3 所示。表 6-3 中的参数表明，上述几何模型中，分段曲面函数的精度最高。利用该模型可实现 NAD83 大地高向 CGVD28 正高的转换。

表 6-3　　　　　　　　　　　　**几何模型的精度**

检验类型/偏差 模型	区段方向	模型检验	最大偏差 /cm	最小偏差 /cm	标准偏差 /±cm
分段曲面函数	EW	内部检验	3.43	-0.17	1.66
		外部检验	2.78	-1.19	2.18
	NS	内部检验	2.90	-0.09	2.51
		外部检验	1.90	-1.18	1.51
分段曲线函数	EW	内部检验	3.23	-2.04	1.74
		外部检验	7.23	1.3	4.36
	NS	内部检验	1.56	-0.03	0.96
		外部检验	10.52	-0.02	6.07
整体曲面函数	/	内部检验	11.62	-1.54	4.82
		外部检验	11.8	-5.7	6.72

3. Saint John 河正高向海图高的转换

由于海图基准是在不同的潮位站确定的，因而是一个离散的、不连续的(Wells, et al, 1996)和有缝的垂直基准面(Ahmed, et al, 2004)。若将该基准直接应用于多波束测量，则必然会产生跳变性地形。Saint John 河海图基准如图 6-5 所示。

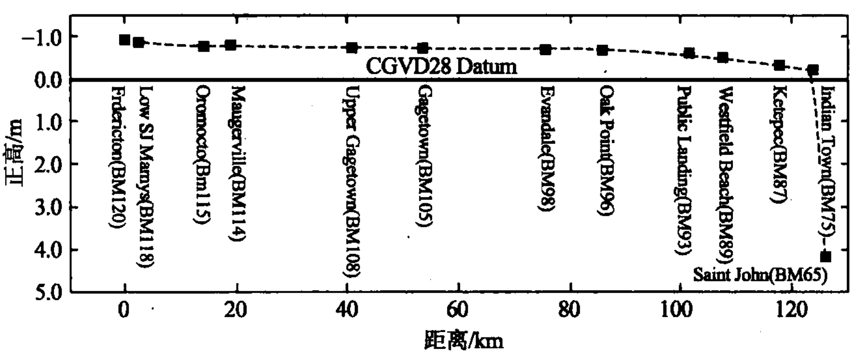


图 6-5　Siant John 河上海图基准高程

从图 6-5 可以看出，Saint John 河上的海图基准 CD2000 在不同的潮位站上

的变化是不连续的，其中从 Fredericton 到 Indian Town，海图基准高程变化在 1m 以内，而从 Indian Town 到 Saint John，海图基准的变化达到了 4.5 m。为了建立一个无缝海图基准，利用式(6-6)到式(6-8)模型进行内插计算，并实现正高向海图高的转换。

沿着 Saint John 河，NAD83 椭球面到 CD2000 海图基准面间的差距分布见图 6-6。

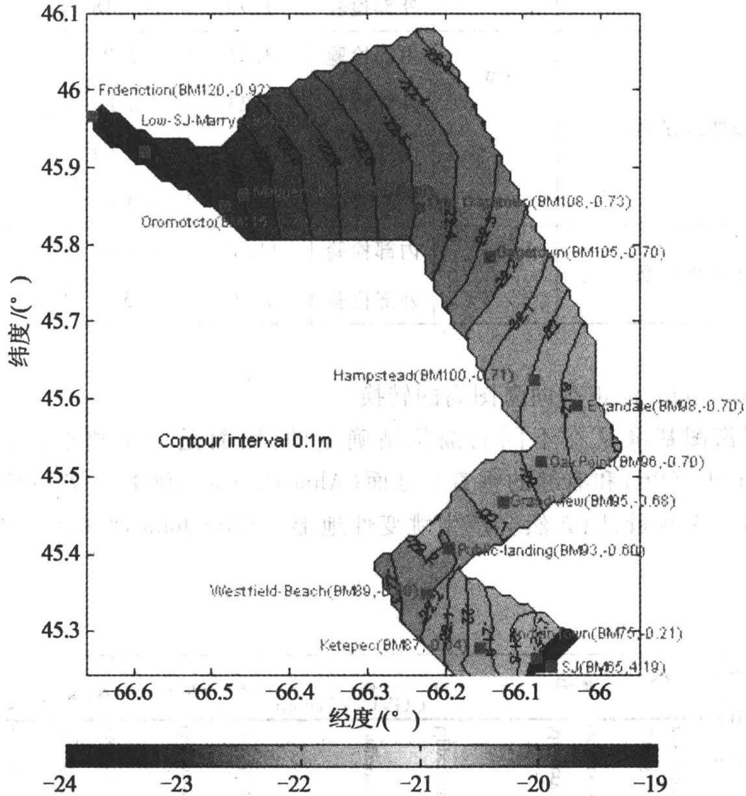


图 6-6　Siant John 河上 NAD83 椭球面到 CD2000 海图基准面间分离的分布

4. Siant John 河上的在航潮位测量试验

为了验证上述方法建立模型的正确性，在 Saint John 河上实施了一个往返在航潮位测量实验。利用上述模型，转换大地高到海图高程，并与潮位站观测潮位(参考潮位)进行比较(图 6-7、图 6-8)。

在图 6-7 和图 6-8 中，一个较大的 GPS 潮位跳变分别出现在 15：15 和

19:10，这是因为在 Oromocto 附近存在着一个水坝，测量期间正值泻流，GPS 潮位客观地反映了这一实际，而参考潮位却没有。除此之外，GPS 潮位与参考潮位比较一致。统计结果表明，从 Fredericton 到 Upper Gagetown 的往测中，GPS 潮位和参考潮位的差值在 -10.2 ~ 6.7cm 之间，均方根为 ±2.8 cm；在返测中，差值范围在 -6.2 ~ 8.5 cm 之间，均方根为 ±2.1 cm。

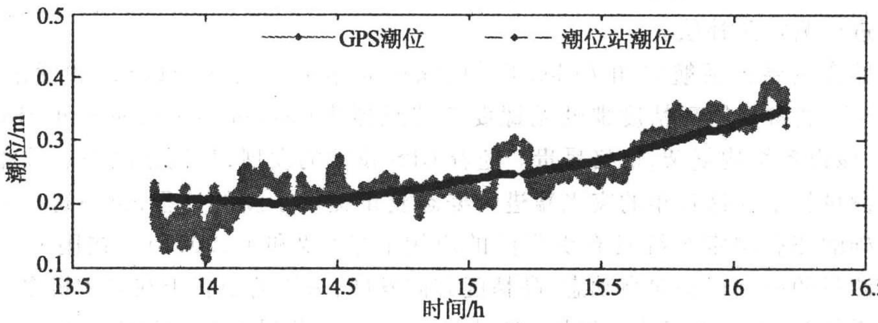


图 6-7 从 Fredericton 到 Upper Gagetown 的在航潮位测量成果与实际潮位的比较

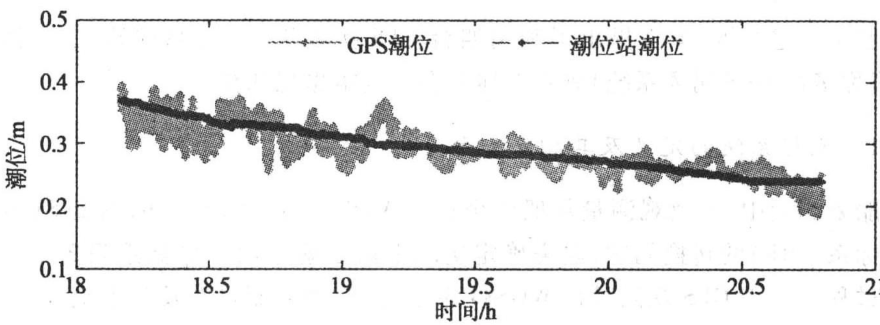


图 6-8 从 Upper Gagetown 到 Fredericton 的在航潮位测量成果与实际潮位的比较

实验表明了上述高程转换模型的正确性。GPS 潮位模型的连续性也表明高程转换模型克服了离散海图基准不连续的问题，确保了河道测量成果能够客观地反映实际。

在 GPS 水准点数量、分布满足要求的情况下，纯几何法和几何法净化后的物理大地水准面模型在反映局域大地水准面方面均具有较高的精度。横断面线性内插法在保证精度的情况下，解决了离散海图基准面不连续的问题，建立了沿河海图基准高程模型，从而实现正高向海图高的转换。实现了从椭球面到海图基准面高程的转换，实际上也就保证了基准间分离变化的连续性和局域无缝垂

直参考基准面的建立。Saint John 河上的无缝垂直参考基准面建立的思想和过程对其他水域具有很强的借鉴意义。

6.3 GPS 船姿测量

受风浪、船体操纵等因素影响，船姿会发生瞬时变化，安装在船体上的多波束换能器的姿态也将随之发生变化，造成测量成果失真或地形畸变，因而必须对船姿进行测定并补偿。

船姿主要包括航向角 h(heading)、纵摇 p(pitch)、横摇 r(roll)和涌浪 h_{ds}(heave)，通常采用高精度惯性陀螺姿态传感器来(motion reference unit，MRU)测定，该设备结构复杂，价格昂贵。随着 GPS 技术的发展，特别是动态载波相位差分测量技术在这几年的突飞猛进为姿态测量提供了新的途径，也使得以 GPS 为基础的姿态测定系统具有更广泛的应用前景(罗和平，2000)。在国外，GPS 姿态测量的研究正在向高动态、高精度方向发展，采用的设备也在向主机多天线集成系统(多元天线系统)发展；在国内，GPS 姿态测量系统的研究正处于初步阶段。因此，根据现有设备，研究适用现状的 GPS 测姿方法显得非常必要和迫切。

鉴于上述原因，本文提出了利用四台 GPS 接收机(一台基准站，三台流动站，简称多台 GPS 测姿系统)确定船体姿态的基本思想和算法。

6.3.1 坐标系统的定义及其相互关系

船姿测量中，涉及观测量从船体坐标系 VFS 向当地水平坐标系 LLS(或地理坐标系 GRF)的转换问题，船姿确定实际上就是解求两个坐标系间 3 个欧拉角的过程。由于 GPS 观测量在 WGS84 系下，因而船姿测量涉及三个坐标系，其关系为(罗和平，2000；赵建虎等，2000)：

$$
\begin{aligned}
X^{LLS} &= R_X(180°)R_Y(B+270°)R_Z(180°+L)(X^{WGS84}-X_0^{WGS84}) \\
X_{VFS} &= R_x(r)R_y(p)R_z(h)X^{LLS}
\end{aligned}
\tag{6-17}
$$

为研究问题的方便，设船体坐标系 VFS 原点位于换能器中心，x 轴指向航向方向(纵向)，z 轴垂直向下，y 轴指向船舷方向，与 x、z 轴构成右手正交坐标系(VFS 坐标系在这里的定义同声线改正中的定义有所不同，但最终可通过旋转变换实现归一化)。LLS 系的坐标原点定义为船体中心(或换能器中心)，X 指向地北子午线，Y 同 X 垂直指向东，Z 与 X 轴和 Y 轴构成右手正交坐标系；WGS84 坐标系为 GPS 采用的坐标系统；R_X、R_Y 和 R_Z 代表 LLS 系与 WGS84 系在三个轴上的旋转关系，R_x、R_y 和 R_z 代表 LLS 系与 VFS 系在三个轴上的旋转关系；X_0^{WGS84}

为 LLS 系坐标原点在 WGS84 系下的坐标，为两个坐标系间的平移参量。

6.3.2　船体姿态测量原理

1. GPS 天线的安放及其作用

为了提高测量精度，GPS 姿态测量采用载波相位差分技术，船泊于码头或平静水域时进行初始化。船姿测量时，GPS 天线的安放必须满足一定的要求，如图 6-9 和图 6-10 所示，天线 GPS-2 安放于船体中心上方，GPS-1 和 GPS-3 分别安放在船首和船舷。假设船体为刚体，天线阵列被看作是该载体的配置，一旦完成该配置，其间距被认为是一个常数。设 GPS-1 和 GPS-2 的间距为 a，GPS-2 和GPS-3 的间距为 b，通过 GPS-1 和 GPS-2 间瞬时基线矢量的变化实现 p 和 h 的确定，GPS-3 和 GPS-2 间基线矢量的瞬时变化实现 r 的确定，GPS-2 瞬时位置相对其初始位置在垂直方向的变化反映 h_{ds} 的瞬时变化。

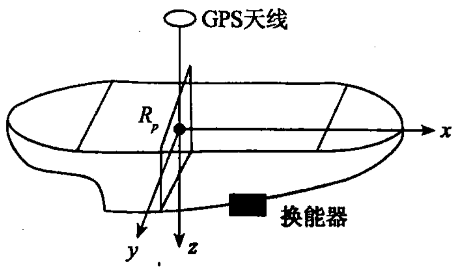


图 6-9　船体坐标系

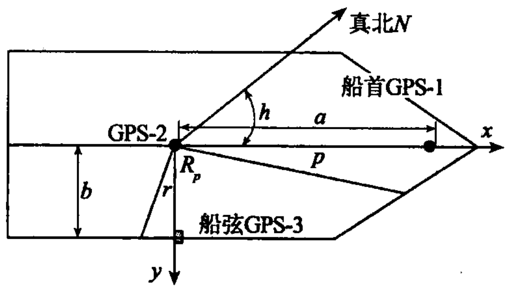


图 6-10　测姿 GPS 天线安放图

2. GPS 测姿原理

GPS 测姿可采用多台 GPS 测姿系统或多元天线系统来实现。姿态解算方法有两种：一是利用基准站和各流动站间的独立基线确定流动站 GPS 天线的瞬时位置，进而反算船姿；二是利用基准站和流动站主机（GPS-2）的观测数据确定主机的位置和船体的动吃水，两副机（GPS-1、GPS-3）与 GPS-2 的观测数据进行基线解算，获得 p、r、h 参数。本书采用前一种方法计算船姿，船姿计算的关键是确定天线间的瞬时高差。

载波相位差分测量的精度在很大程度上依赖于整周模糊度能否在航精确计算。模糊度在航解算 OTF 是一种动态解算整周模糊度的方法，因此可省去常规动态定位中的静态初始化，其难以解决的整周跳变问题也因此变得十分简单。采用基于附加模糊度参数卡尔曼滤波的 OTF 方法，确保了模糊度搜索的正确性，加快了模糊度的搜索速度，对搜索得到的整周模糊度还进行了卡尔曼滤波，

保证了模糊确定的可信度(陈小明,1997)。

设船体泊于码头时,GPS-2 的高程为 z_2^0、船载 GPS 天线间的高差为 $\Delta z_{ij}^0(i, j=1,2,3, i\neq j)$;测姿时,GPS-2 的高程为 z_2,流动站间的基线向量为$(\Delta x_{ij}\ \Delta y_{ij}\ \Delta z_{ij})_{\text{LLS}}$,$(i,j=1,2,3,i\neq j)$;测量期间,潮位变化量为 $\mathrm{d}h_{\text{tide}}$,则船姿计算模型为:

$$
\begin{aligned}
h_{\text{ds}} &= z_2 - z_2^0 - \mathrm{d}h_{\text{tide}} \\
h &= \arctan\left(\frac{\Delta y_{12}}{\Delta x_{12}}\right)_{\text{LLS}} \\
p &= \arcsin\left(\frac{\Delta z_{12} - \Delta z_{12}^0}{a}\right)_{\text{LLS}} \\
r &= \arcsin\left(\frac{\Delta z_{32} - \Delta z_{32}^0}{b}\right)_{\text{LLS}}
\end{aligned}
\tag{6-18}
$$

上式表明,动吃水测量误差与基准站和 GPS-2 间基线向量中 Δz 的测量误差、潮位内插误差相关;三个姿态角的测量误差与基线向量的测量误差成正比,与流动站间距离成反比。

6.3.3 实验及分析

本次实验场地选择在武汉长江大桥上游河段,动态基线约 28 km,GPS 机型均为 Trimble 4000ssi 双频接收机,采样间隔 1 s;实验船的长半轴和短半轴长度分别为 22 m 和 11 m,测姿前后泊于港口约 5 min 完成初始化。船姿解算采用第一种方法,利用 Trimvec Plus 软件实现整周模糊度的 OTF 确定和流动站点位的计算,采用式(6-18)完成瞬时姿态参数的确定。

姿态解算中,潮汐作为一个重要因素必须加以考虑。由于潮位是时间的函数,必须实时地对观测量进行改正,否则计算结果将无法正确反映船姿变化(赵建虎等,2000)。

船姿解算前,首先要检验 GPS 的测量精度,这可通过船体泊港时高程方向的重复解精度(图 6-11)、经纬度方向的重复解精度(图 6-12)以及运动时天线间基线长度的重复解精度(图 6-13)来反映。实验表明,三台 GPS 在高程方向上的重复解精度分别为 ±2.57cm、±2.87cm 和 ±3.31cm,取高程方向的定位精度为 ±3.0cm。船舷 GPS 的高程重复解精度较差,主要是因为船泊于码头时,GPS-3 的高度低于船坞所致;GPS-1 和 GPS-2 由于观测条件较好,重复解精度较高。实验还表明,在整个测姿过程中,天线间基线长度解算精度约为 $\sigma_p=6\text{cm}$。若潮位观测精度为 5cm,视基线向量 Δx、Δy 为等精度观测,则

$$
\sigma_{\Delta x} = \sigma_{\Delta y} = \sqrt{(\sigma_p^2 - (3\sqrt{2})^2)/2} = 3.03(\text{cm}) \tag{6-19}
$$

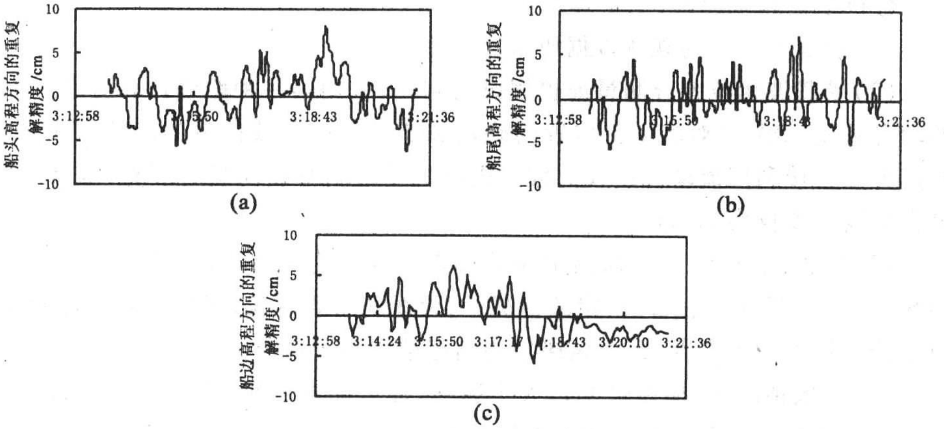


图 6-11 泊港时 GPS-1、2、3 在高程方向的重复解精度

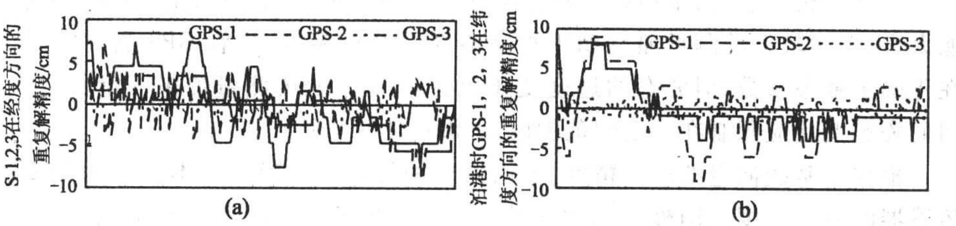


图 6-12 泊港时 GPS-1、2、3 在经、纬度方向的重复解精度

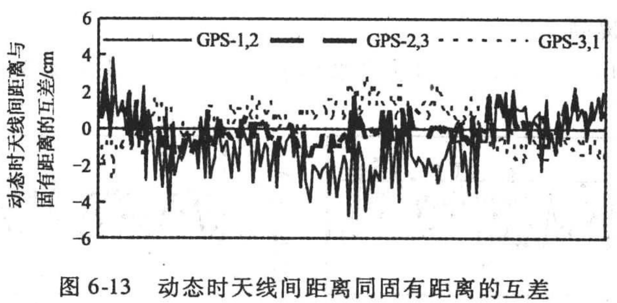


图 6-13 动态时天线间距离同固有距离的互差

根据式(6-18)，则涌浪测量精度 $\sigma_{hds} = \pm 5.8\text{cm}$，$h$、$p$、$r$ 的测量精度分别为 ±0.08°、±0.11°、±0.22°。姿态传感器(TSS 320/325B)规定 h、p、r 的测量中误差应为 ±0.5°、±0.1°和 ±0.1°，除横摇超限外，h、p 基本能够满足要求；姿态传感器的涌浪测量精度要求为 ±1cm，顾及潮汐因素的影响，涌浪的实际测量精度要求应为 ±5.1cm，考虑 GPS 高程测量精度和实际测深精度，可以认为，GPS 确定的 ±5.8cm 的涌浪精度是能够接受的。

分析横摇超限原因，主要因为：

（1）船舷 GPS-3 的观测数据质量比较差。

（2）受载波相位差分测量前提假设的制约，采用第一种船姿计算方法，较长的动态基线（28km）对流动台位置的确定和流动台间基线向量的解算带来的误差远大于直接利用流动台接收的数据进行流动台间基线向量的解算（流动台间最大基线长度仅为 22m）。

（3）根据式（6-18），横摇测量误差可近似地认为与 Δz 成正比，与 GPS-2 和 GPS-3 间距成反比。在 Δz 一定的情况下，天线间距离越长，横摇计算精度越高。由于船体长度大于宽度，因而纵摇角的确定精度高于横摇。

（4）一般情况下，横摇幅度远大于纵摇，加之船宽较小，船舷 GPS 天线在垂直方向的变化幅度和频率远高于首尾 GPS，这些都会给横摇的测量精度带来一定的影响。

上述分析还表明，采用第一种方法进行船姿测量，基准站和流动站间距离不能太大；选用较宽的测量船有助于提高横摇的测量精度；尽管 GPS 测姿的目的在于确定姿态参数，但姿态的过度变化也会给 GPS 船姿测量带来一定的影响，因而姿态变化应限制在一定的范围内（p 和 r 均小于 8°）。

根据短基线向量的解算精度，采用第二种方法解算船姿基本上可达到姿态传感器的要求精度。国外文献也表明，利用 GPS 多元天线系统确定飞机姿态，h、p 和 r 的计算值与运动传感器的测量值求差，h、p 和 r 差值的中误差分别为 ±0.015°、±0.018°和 ±0.041°（Lu, et al, 1993）。该法若用于船姿测定，定姿精度还会进一步提高。

根据图 6-14（c），GPS-2 的动吃水小于 GPS-1、GPS-3 的动吃水，由于受多种

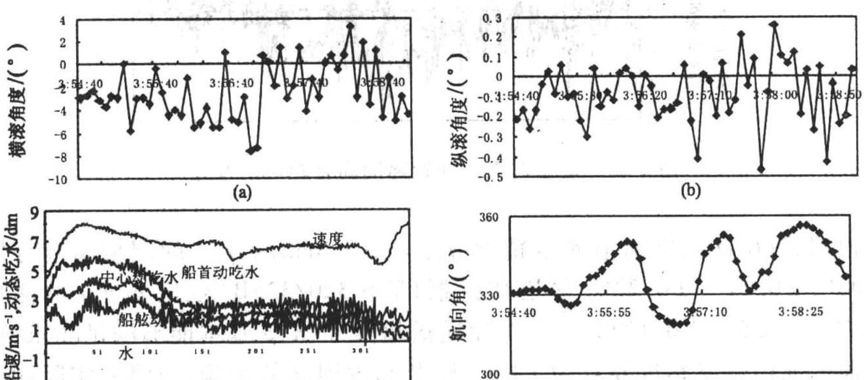


图 6-14　船体横、纵摇、动吃水和航向角四个姿态

因素的综合影响，呈现不规律的变化，符合客观实际；从图 6-14(a)和图 6-14(b)还可以看出，横摇最大幅度达到了 7.6°，一般在(2° ~ -5°)间变化；纵摇最大值接近 -0.5°，一般在(-0.3° ~0.3°)间变化，可见横摇的变化幅度远大于纵摇；由于船体操纵相对稳定，航向角变化平缓(318° ~356°)(图 6-14(d))。

6.4　船姿分析及其补偿

根据船体操纵性和耐波性理论，船姿主要受控于风、流等外界的作用，在海上主要表现为风的作用，在内河表现为风、流的共同作用。船姿引起换能器面发生变化，并导致多波束理想的测量状态被破坏，形成伪观测值。为了获得海底点的真实位置，就需考虑船姿的受动因素，指导野外作业，分析姿态对测量的影响，改善测量成果质量。

6.4.1　*船姿受动因素分析*

船姿分析的目的在于将姿态参数的变化同风、流、航偏角、船体速度、水深及波浪等外界扰动因素联系起来。

1. 航偏角受动因素分析

图 6-15 表明，航偏角与水深、船速和流速有关。流速增大，航偏角增大。由于船速稳定，图中很难看出航偏角与速度的关系，实际上，船速愈高，船体愈容易产生偏航；水深越浅，流速越大，航偏角越大。上述结论同实际十分吻合。

2. 横摇受动因素分析

根据图 6-16，船速改变的瞬间，横摇幅度变化最大；反之，较小。船体的横摇还与航偏角有着密切的关系，航偏角发生突变时，横摇幅度较大，但大约有 5 ~ 10 s 的延迟。横摇与水深和测区河床的形状有关，深水区横摇表现不显著，深浅水交界区，变化相对剧烈。

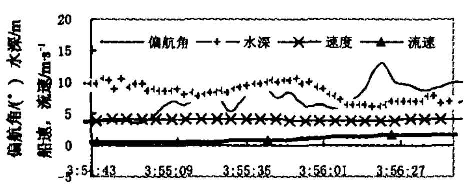


图 6-15　航偏角与水深、速度和流速的关系

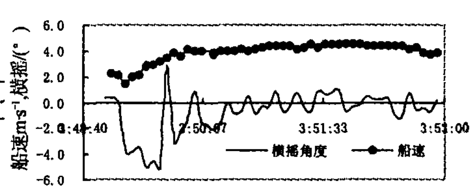


图 6-16　横摇和船速的关系

3. 涌浪受动因素分析

涌浪总体表征为船头的涌浪较尾部大；船边的涌浪因受多种因素的影响，呈

现无规律性的变化(赵建虎,2000)。涌浪与船速关系密切,加速时,船头上扬,船尾下沉,到达一定极限后,船头迅速下沉;减速时,船头吃水开始减小,尾部上扬,后随即下沉;速度变化不大时,首尾涌浪变化不大。图 6-17 反映了船体中心涌浪与速度的关系曲线。

4. 纵摇受动因素分析

一般情况下,纵摇表现不如横摇显著,图 6-18 也表明了这一点。纵摇与船速有关,变速时,纵摇变化最大,到达一定程度,又迅速减小,恢复到船体的平衡状态;匀速时,纵摇变化幅度较小,相对稳定。纵摇同航偏角有一定的关系,航偏角突变时,纵摇变化幅度较大;平稳变化时,变化幅度相对较小(李良雄,2000)。

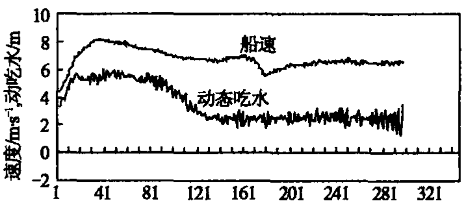


图 6-17 动态吃水与速度的关系曲线

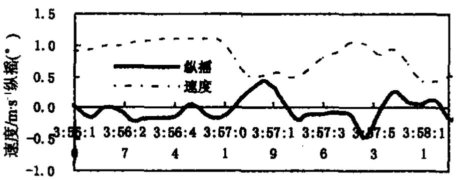


图 6-18 纵摇与速度的关系曲线

6.4.2 船姿对多波束测量的影响

由于船姿作用下波束脚印位置的计算参数不再是理想状态下的参数,因此需分析姿态对测量的影响,给出波束脚印实际位置的计算模型,并考虑其补偿问题。

设波束的实际指向与垂直方向的夹角为 φ,测量深度为 D,斜距为 R;船姿改变了 VFS 坐标系和 LLS 坐标系(在 LLS 下,波束脚印的坐标为 $(x, y, z)_{LLS}$,姿态测量误差对其影响为 $(dx, dy, dz)_{LLS}$)间的相互关系,也改变了波束脚印坐标在 VFS 下的计算参数,姿态测量误差对其坐标的影响为 $(dx, dy, dz)_{VFS}$。

1. 航偏角 h 的影响

由于各种因素的作用,航行方向不可能总与测线方向保持一致,而是绕 z 轴在水平面上产生 h 角扭动。该扭动对于波束脚印在 VFS 系下的坐标虽不会产生影响,但会使 VFS 系同 LLS 系之间的旋转角量从原来的 A_0 变化为 $A = A_0 + h$(如图 6-19 所示),相对于计划测线,航向偏左,h 为正,反之为负,因而会影响到波束脚印在 LLS 系下的坐标。LLS 系下的坐标及航向角测量误差 Δh 对波束脚印坐标的影响为:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{\text{LLS}} = \begin{bmatrix} \cos(A_0+h) & \sin(A_0+h) & 0 \\ -\sin(A_0+h) & \cos(A_0+h) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ R\sin\phi \\ R\cos\phi \end{bmatrix} \tag{6-20}$$

$$\begin{bmatrix} \mathrm{d}x \\ \mathrm{d}y \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_{\text{LLS}} = \begin{bmatrix} R\sin\phi\sin\Delta h \\ R\sin\phi\cos\Delta h - R\sin\phi \\ R\cos\phi - R\cos\varphi p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D\tan\varphi\Delta h \\ D\tan\varphi\Delta h^2/2 \\ 0 \end{bmatrix} \tag{6-21}$$

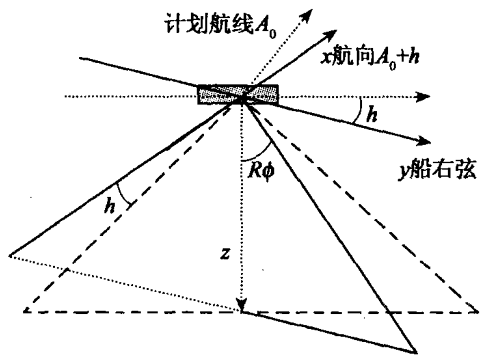


图 6-19　航向角引起的姿态变化图

2. 涌浪 h_{ds}的影响

涌浪发生在垂直方向，对深度 z 产生影响，但不影响平面位置。h_{ds}向上为正，反之为负。则波束脚印坐标以及 Δh_{ds}的影响分别为：

$$z_{\text{VFS}} = z_{\text{VFS}} - h_{ds}, \mathrm{d}z_{\text{VFS}} = \Delta h_{ds} \tag{6-22}$$

3. 横摇 r 的影响

横摇使换能器绕 x 轴在 yOz 面内发生 r 角旋转(顺转为负，反之为正)，引起测量断面的变化如图 6-20 所示(虚线断面为理想测量断面，实线为实测断面)。波束入射角由理想状态下的 θ_0 变化为 $\phi=\theta_0+r$，则波束脚印在 VFS 系下的坐标以及 r 测量误差 dr 对坐标的影响分别为：

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{\text{VFS}} = \begin{bmatrix} 0 \\ R\sin(\theta_0+r) \\ R\cos(\theta_0+r) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ R\sin\phi \\ R\cos\phi \end{bmatrix} \tag{6-23}$$

$$\begin{bmatrix} \mathrm{d}x \\ \mathrm{d}y \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_{\text{VFS}} = \begin{bmatrix} 0 \\ R\cos(\theta_0+r)\mathrm{d}r \\ -R\sin(\theta_0+r)\mathrm{d}r \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ D\mathrm{d}r \\ -D\tan\phi\mathrm{d}r \end{bmatrix} \tag{6-24}$$

根据式(6-24),横摇对 x 坐标不产生影响,但对 y 和 z 坐标有影响。

4. 纵摇 p 的影响

纵摇使得换能器随之绕 y 轴在 xOz 面内发生 p 角旋转(顺转为负,反之为正),如图 6-21 所示(虚线断面为理想测量断面,实线为实测断面),它使得理想测量断面同实际测量断面产生二面角 p。则波束在 VFS 下的坐标以及 p 测量误差 dp 对坐标的影响分别为:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_{\mathrm{VFS}} = \begin{bmatrix} \cos p & 0 & \sin p \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin p & 0 & \cos p \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R\cos\phi\sin p \\ R\sin\phi \\ R\cos\phi\cos p \end{bmatrix} \tag{6-25}$$

$$\begin{bmatrix} \mathrm{d}x \\ \mathrm{d}y \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_{\mathrm{VFS}} = \begin{bmatrix} R\cos\phi\cos\Delta p\mathrm{d}p \\ 0 \\ -R\cos\phi\sin p\mathrm{d}p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D\mathrm{d}p \\ 0 \\ -D\tan p\mathrm{d}p \end{bmatrix} \tag{6-26}$$

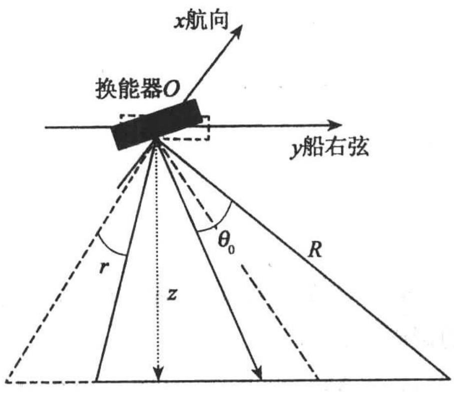


图 6-20　横摇示意图

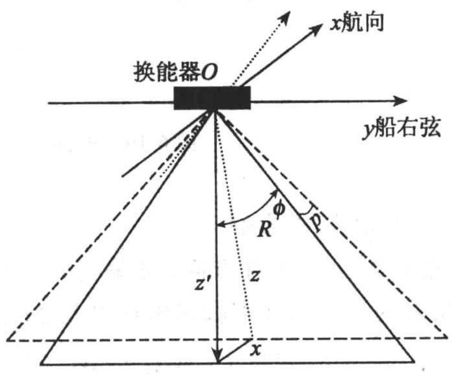


图 6-21　纵摇示意图

式中,(x',y',z') 为理想状态下的波束脚印在 VFS 下的坐标根据式(6-26),dp 对 y 不产生影响,仅影响 x 和 z。

5. 姿态测量误差的综合影响

实际测量中,通常是几个姿态因子综合作用于船体,其对波束脚印位置的综合影响为:

$$\begin{bmatrix} \mathrm{d}x \\ \mathrm{d}y \\ 0 \end{bmatrix}_h + \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_{h_{\mathrm{ds}}} + \begin{bmatrix} 0 \\ \mathrm{d}y \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_r + \begin{bmatrix} \mathrm{d}x \\ 0 \\ \mathrm{d}z \end{bmatrix}_p = \begin{bmatrix} D\tan\phi\Delta h + D\mathrm{d}p \\ D\tan\phi\Delta h^2/2 + D\mathrm{d}r \\ \Delta h_{\mathrm{ds}} - D\tan\phi\mathrm{d}r - D\tan p\mathrm{d}p \end{bmatrix}_{\mathrm{VFS}} \tag{6-27}$$

根据多波束测量原理，就姿态误差在不同条件下对坐标的影响进行统计，结果如表6-4所示。

表6-4　　姿态角误差对波束脚印坐标的影响

R /m	φ /(°)	p、r /(°)	h /(°)	$\Delta(p,r,h)$ /(°)	h影响		r影响		p影响		总影响		
					Δx/m	Δy/m	Δy/m	Δz/m	Δx/m	Δz/m	Δx/m	Δy/m	Δz/m
50	15	1	0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
100	15	1	30	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
200	30	2	60	0.04	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.1	0.1
1 000	30	2	120	0.06	0.5	0.0	0.9	-0.6	0.9	0.0	1.4	0.9	-0.4
2 000	45	6	150	0.08	2.0	0.0	2.0	-2.4	2.0	-0.2	3.9	2.0	-2.4
5 000	45	6	210	0.10	6.2	0.0	6.2	-7.6	6.2	-0.6	12	6.2	-8.1
10 000	60	10	270	0.15	22.7	0	13.1	-36	13.1	-2.3	35	13	-38
15 000	60	10	330	0.20	45.3	0.1	26.2	-72	26.2	-4.6	71	26	-76
20 000	60	15	330	0.30	90.7	0.2	52.4	-200	52.4	-14.0	143	52	-209

从表中可以看出：

(1) Δh_{ds}对深度的影响是直接的。Δh、Δp、Δr对坐标的影响均与深度D成正比。

(2) Δh仅对x、y产生影响，而对z不产生影响。对x、y的影响除具有(1)中的特点外，还与入射角ϕ的正切成正比，其中对x的影响较大，对y的影响甚微。

(3) Δp对x、z产生影响。对x的影响大于z，随着深度的增加，表现愈显著。

(4) Δr对y、z产生影响，在Δp、Δr相等的情况下，Δr对y的影响同Δp对x的影响近似相等；Δr对z的影响较Δp对z的影响大得多。

随着ϕ的增大，波束越远离中心，测量精度越差。换句话说，因为Δh、Δp、Δr的影响，实测断面是一个非等精度的测量断面，外缘波束脚印位置精度次于中央波束。

6.4.3 Δp、Δr极值的确定

根据表6-4的结论，p、r测量精度只要能够满足边缘波束的测深精度要求，便可认为满足整个波束的测深精度要求。对各种特定情况下姿态对边缘波束的影响量进行统计，如表6-5所示。

表 6-5　　特定情况下 Δp、Δr 对边缘波束深度 z 的影响

R /m	$\Delta_1(p,r)$ /(°)	$\Delta_2(p,r)$ /(°)	$\Delta_3(p,r)$ /(°)	$\Delta z_1,\Delta z_{1r}$; $\Delta z_1,\Delta z_{1p}$; Δz_2/%			$\Delta z_2,\Delta z_{2r}$; $\Delta z_2,\Delta z_{2p}$; Δz_2/%			$\Delta z_3,\Delta z_{3r}$; $\Delta z_3,\Delta z_{3p}$; $\Delta z_2/\Delta z_2$/%		
50	0.4	0.2	0.06	0.3	88	12	0.2	92	8	0.1	96	4
100	0.4	0.2	0.06	0.6	88	12	0.3	92	8	0.1	96	4
200	0.4	0.2	0.06	1.1	88	12	0.7	92	8	0.2	96	4
1 000	0.4	0.2	0.06	5.6	88	12	3.3	92	8	1.0	96	4
2 000	0.4	0.2	0.06	11.3	88	12	6.5	92	8	2.1	96	4
5 000	0.4	0.2	0.06	28.2	88	12	16.3	92	8	5.2	96	4
10 000	0.4	0.2	0.06	56.3	88	12	32.7	92	8	10.5	96	4
15 000	0.4	0.2	0.06	84.5	88	12	49.0	92	8	15.7	96	4
20 000	0.4	0.2	0.06	112.6	88	12	65.4	92	8	21.0	96	4

需要说明的是，表 6-5 中，$\Delta z_{ip/r}/\Delta z_i$ 以百分制(%)表示 Δp 或 Δr 对深度的影响量 Δz_{ip}、Δz_{ir} 与总影响量 Δz_i 的比值，$\Delta z_i = \Delta z_{ip} + \Delta z_{ir}(i=1,2,3)$，下标 1、2、3 对应着波束入射角 $\phi = 45°$、$60°$、$75°$情况下的计算参量。表中数据是在 r、p 为 8°、ϕ 取 45°、60°、75°三种情况下姿态对深度的影响。分析 Δp、Δr 对深度的影响 Δz_r、Δz_p 及在总影响 Δz 中所占的比重，发现 Δz_r 占 90% 以上，Δz_p 仅占 10% 还弱。根据式(6-24)和式(6-26)，结合上述关系，Δz 取 $3D‰$，则 p、r 精度指标 σ_p 和 σ_r 为：

$$
\begin{aligned}
D\tan p\sigma_p &= 0.1 \times (3D/1000) \\
D\tan\phi\sigma_r &= 0.9 \times (3D/1000)
\end{aligned}
\qquad (6\text{-}28)
$$

则 $\sigma_p = 0.12°$，σ_{r45}、σ_{r60} 和 σ_{r75} 分别为 0.15°、0.089°和 0.041°。考虑一般情况($\phi = 60°$)，则纵、横摇的精度指标分别为 0.12°和 0.1°，该结论同动态传感器的测姿精度指标吻合。

6.4.4　姿态测量误差对条带拼接的影响及其削弱

由于声速和姿态测量误差的影响，边缘波束脚印的计算精度次于内部波束，势必会导致条带重叠区深度数据出现不匹配现象（如图 6-22 所示）。设实际深度为 z_0，系统影响为 Δz，残差为 v，则

$$
\begin{aligned}
z &= z_0 + \Delta z + v \\
\Delta z &= f(x,y) = \sum_{i=1}^{6} a_i x^i
\end{aligned}
\tag{6-29}
$$

若将左、右条带的 Δz 和 v 分别表示为 $f_L(x、y)$、v_L 和 $f_R(x、y)$、v_R，观测深度定义为 z_L、z_R，则

$$
\begin{aligned}
v_L - v_R &= -f_L(x,y) + f_R(x,y) + (z_L - z_R) \\
V &= AX + L
\end{aligned}
\tag{6-30}
$$

求得 $f_L(x、y)$、$f_R(x、y)$ 后，计算并消除 Δz 的影响（朱庆等，1998）。

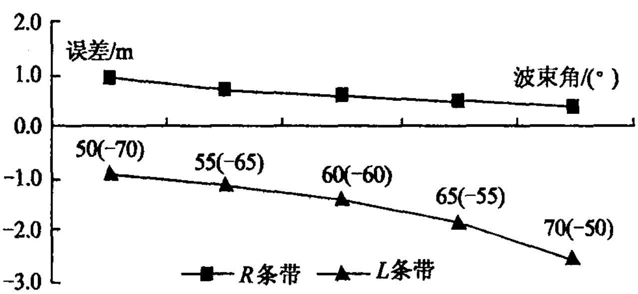


图 6-22　相邻条带拼接误差变化

6.5　在航 GPS 潮位测量

水下地形测量时，总希望有一个稳定的基准面如潮位面 $T(t)$，在此基础上，反算海底点高程 h，

$$h = T(t) - z(t) \tag{6-31}$$

式中，z 为深度，随潮位面的变化而变化。瞬时海面 T_s 是潮汐 T 和波浪 w 综合作用的结果，

$$
\begin{aligned}
T_s(t) &= T(t) + w(t) \\
w(t) &= \sum_{i=1}^{n} (a_i \cos\widetilde{\omega}_i t + b_i \cos\widetilde{\omega}_i t)
\end{aligned}
$$

$$T(t) = MSL_0 + \sum_{i=1}^{n} f_i H_i \cos(q_i t + G(V_0 + u) - g_i) \tag{6-32}$$

由于波浪变化具有较强的地域性，近岸波浪和远岸波浪之间存在着较大差异，因此，为了得到稳定的潮位面，就必须从潮位观测量中消除波浪的影响。潮位的变化具有较强的时空性，由于多波束的测量海域广阔，在验潮站的有效作用距离范围内，利用验潮数据可获得较高的潮位改正精度；否则，随着距离的增加，潮位需通过外推获得，精度变得越来越差。

传统的验潮方法有水尺验潮、井式验潮、压力式验潮和超声波验潮均为固定验潮，对于无法架设验潮站的地区则难以实施。为此，本章提出一种新颖的验潮思想和滤波方法。

6.5.1 船载(球载)GPS 潮位测量方法

随着 GPS 载波相位差分测量技术的日益成熟，在动态情况下，它可获得厘米级甚至毫米级的平面定位精度和厘米级的高程定位精度，这为动态环境下的潮位测定奠定了理论基础。

20 世纪 90 年代初期，国外就已经提出了船载 GPS 验潮的思想，但由于潮位与波浪的分离问题无法得到很好地解决，这种方法仅适用于海况平稳的水域。为了拓展 GPS 验潮的应用领域，本文在借鉴大量参考文献的基础上，提出了采用 GPS 进行验潮和测姿，并利用解算的姿态参数修正潮位观测值的一种新的 GPS 潮位测量方法。

1. 船载(球载)GPS 验潮原理

水上 GPS 验潮根据其载体的不同分为船载和浮标 GPS 验潮，两种方法的思想基本相同，即均采用载波相位差分技术作为定位基础，利用大地高反算潮位，其区别仅在于载体。

船载 GPS 验潮中，GPS 架设在船体的中心或重心上方；浮标 GPS 验潮，浮标的下方悬坠一个重物，保证浮标具有一定的吃水和稳定度，GPS 天线安置在浮标内吃水面上一定高度；为了削弱多路径效应的影响，GPS 天线必须带有抑径板和设置一定的高度角。船载和浮标 GPS 水上验潮的原理和接收机天线的架设如图 6-23 所示。

根据图 6-23，基准站、流动站天线相位中心的正常高为：

$$H_M^r = h_a^r + h_{r_0}, H_M^k = h_a^k + T \tag{6-33}$$

当基准站和流动站间距离不是很远(30km 以内)时，下式成立：

$$\xi = H_g^r - H_M^r = H_g^k - H_M^k \tag{6-34}$$

则潮位值为：

$$H_M^k = H_g^k - \xi = H_g^k - H_g^r + h_a^r + h_{r_0}$$

$$T_{GPS} = H_M^k - h_a^k \tag{6-35}$$

以上便是 GPS 验潮的基本原理。为了验证这种方法的正确性,现将传统的潮位观测思想引入,以检验 GPS 潮位测量方法的正确性。

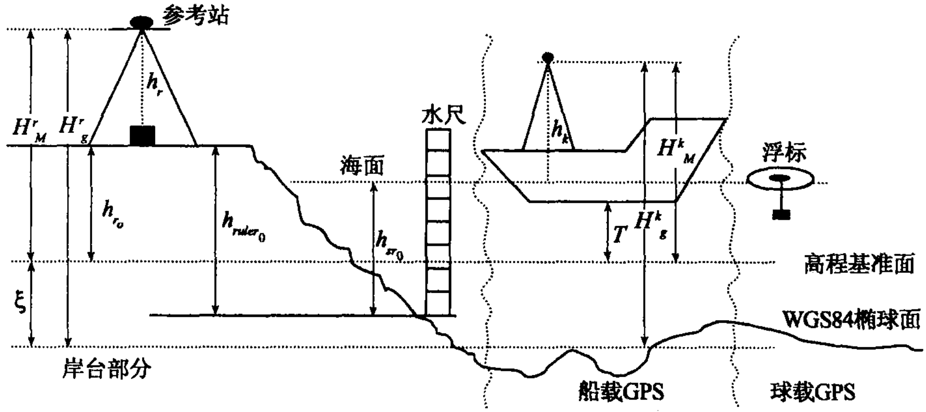


图 6-23 GPS 验潮原理图

图 6-23 中,参考站天线高为 h_a^r,流动站天线高为 h_a^k(GPS 天线相位中心到船体或浮标吃水面的垂距,当 GPS 天线位于浮标吃水面上时,$h_a^k = 0$),已知点的正常高为 h_{r_0},参考站 GPS 天线处的大地高和正常高分别为 H_g^r、H_M^r,高程异常为 ξ;流动台站 GPS 天线相位中心的大地高和正常高分别为 H_g^k、H_M^k;水尺零点与已知点的高差为 h_{ruler0},瞬时海面在水尺上的读数为 h_{sr_0};瞬时潮位为 T。则水尺零点的高程为:

$$H_{ruler} = h_{r_0} - h_{ruler_0} \tag{6-36}$$

则潮位表达式为:

$$T_{ruler} = H_{ruler} + h_{sr_0} \tag{6-37}$$

则理论上应有:

$$T_{GPS} = T_{ruler} \tag{6-38}$$

上述验潮方法虽然很好地克服了传统验潮方法不能在水上或偏远地区进行验潮的缺陷,但同传统方法一样,也存在着波浪对潮位观测数据的影响。为了消除该影响,本章提出了一种全新的波浪滤除方法——姿态补偿和门限滤波。

2. 波浪过滤

1)姿态补偿滤波法

波浪是引起船姿变化的一个重要因素,它可通过 GPS 来进行测定(赵建虎,2000)。参考图 6-10 和图 6-23,船姿作用下 GPS-2 天线相位中心到船体吃水面的垂距发生瞬时改变,该变化量即为船姿对水位测量的补偿量,设 p、r 为船姿中

的纵摇和横摇，则船姿对水位的补偿量为：

$$\Delta h_a^k = h_a^k(2 - \cos p - \cos r) \tag{6-39}$$

则瞬时垂距为：

$$h'^k_a = h_a^k - \Delta h_a^k \tag{6-40}$$

船台 GPS-2 肩负着潮位和姿态测量的双重角色，经上式补偿后，瞬时海面高程 T_s 为：

$$T_s = (Z_2 - H_g^r + h_a^r + h_{r_0} - h_a^k) + \Delta h_a^k \tag{6-41}$$

式中，Z_2 为 GPS-2 测量的大地高。以上瞬时海面并不代表实际潮位面 $T(t)$，还须消除涌浪 w 的影响，为此必须进行门限滤波。

2）门限滤波思想

由于波浪的涌动，船体被抬高或降低，其影响较大。根据式（6-41），潮位项为长周期项，周期一般大于 1h；第二项为涌浪影响项，短波项，周期为 10 ~ 60 s（刘雁春，1998）。两项的周期变化如图 6-24 和图 6-25 所示。

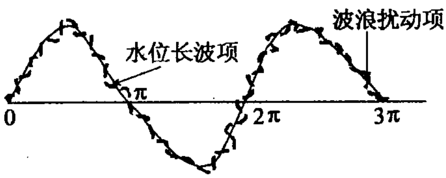


图 6-24　水位周期示意图

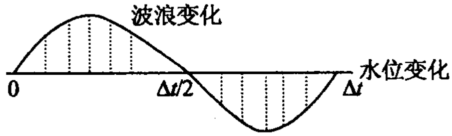


图 6-25　波浪周期示意图

对式（6-32）两边在[0，Δt]区间取积分平均：

$$\frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} T_s(t) = \frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} T(t) + \frac{1}{\Delta t}\int^{\Delta t} w(t) \tag{6-42}$$

图 6-24 和图 6-25 说明，只要选择适当的 Δt（涌浪周期），便可利用下式实现涌浪的滤除：

$$\begin{aligned} &\frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} w(t) = 0 \\ &\frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} T(t) = \frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} T_s(t) \end{aligned} \tag{6-43}$$

Δt 取值过大不但会引起波浪相位的延迟，而且还会引起潮位本身的滤波问题（Godin，1972）；但取值过小，波浪的影响将不能很好消除。为了更好地确定 Δt，本章提出了一种循环尝试法，这种方法主要考虑两个方面，一是波浪的周期变化基本趋于平稳，二是短时间内潮位不发生变化。利用这种方法进行事后滤波，其设计流程如图 6-26 所示。

将确定的 Δt 带入式（6-42），便可确定出水位在[0，nΔt]时间段内的潮位。

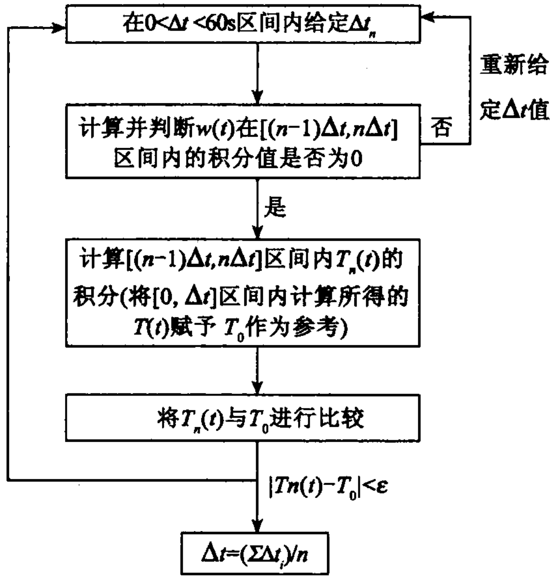


图 6-26　涌浪滤除示意图

6.5.2　实验数据处理及分析

实验地选在长江口区南支河段浏河口附近水域(该段位于江苏太沧，为长江入海段)。为了验证该法的正确性，在进行船载 GPS 验潮的同时，还进行了水尺验潮，数据采样间隔为 1 min。整个实验采用了四台双频 GPS 接收机，其中三台为 Leica 530，一台为 Ashtach。参考台站采用 Leica 530 接收机，流动站 GPS 安置同图 6-10，GPS-2 和 GPS-3 采用 Leica 530 接收机，GPS-1 采用 Ashtach 接收机。GPS 接收机的数据采样率设置为 1s。数据处理及分析如下：

(1)动态基线解算精度分析。图 6-27 和图 6-28 表明，基线长度解算精度最大偏差为 7cm，一般情况下小于 5cm，从而说明整周模糊度的解算是正确的，可以保证定位精度；

(2)计算纵摇和横摇角 p、r；

(3)根据架设时 GPS-2 天线相位中心到船体吃水面的距离 h_a^k、p 和 r，结合式(6-39)，计算船体姿态对水位测量的影响量 Δh_a^k；

(4)计算瞬时海面高程 T_s；

(5)将瞬时海面高程与水文站的潮位观测数据进行比较(如图 6-29 所示)。图 6-29 表明，瞬时海面同实际潮位面还存在一定的偏差，这也验证了上述结论，

同时也说明只有在瞬时海面的基础上进行滤波处理，才能获得真正的潮位面。

(6)采用门限滤波技术，对图6-29中的瞬时海面高程进行门限滤波，得到的结果再与水文站的潮位观测数据比较(如图6-30所示)，可以看出，两套数据吻合得非常好，其偏差最大为1.76cm，最小为0.15cm，中误差为1.04cm。

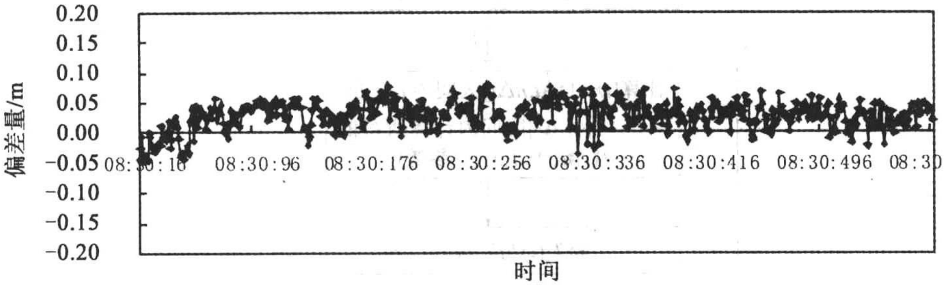


图6-27　中心GPS到船弦GPS天线间的测量距离与固有距离的偏差

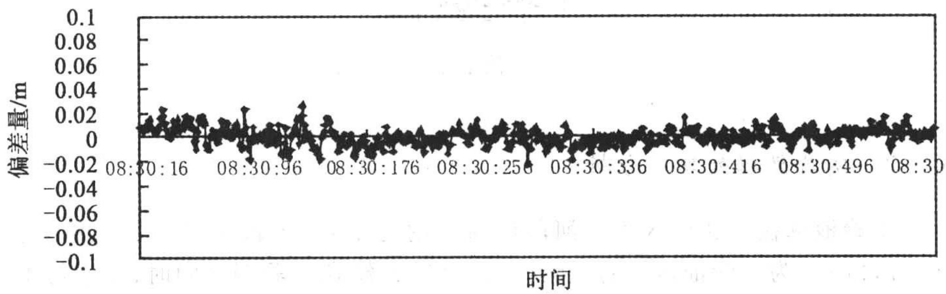


图6-28　中心GPS到船尾GPS天线间的测量距离同固有距离的偏差

综上所述，可得出如下结论和建议：

(1)理论和实践均证明本文提出的GPS水上验潮方法和数据处理方法是正确的。

(2)影响GPS验潮精度的主要因素有载体姿态和涌浪，潮位计算中，必须对它们进行滤除。其中姿态的影响可以通过GPS测定。

(3)姿态补偿后，数据反映的仅是瞬时海面，并不代表实际的潮位面，为此必须进行涌浪滤除。

(4)涌浪影响可根据潮位和波浪变化周期的不一致，利用时间门限滤波技术来消除。

(5)由于受差分GPS测量原理前提假设的制约，GPS验潮时，基准站和流动

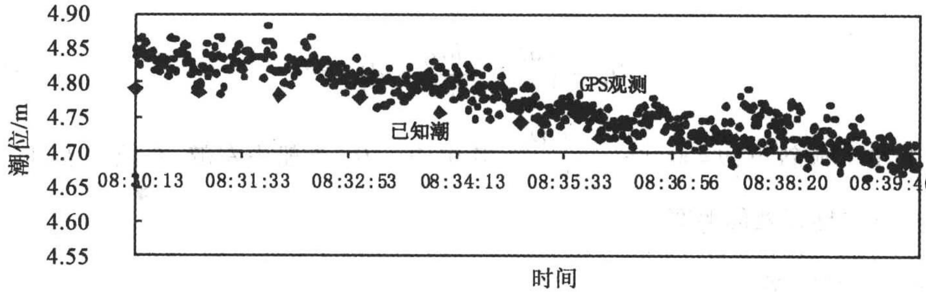


图 6-29　中心 GPS 实测潮位与通过验潮水尺观测所得潮位的比较

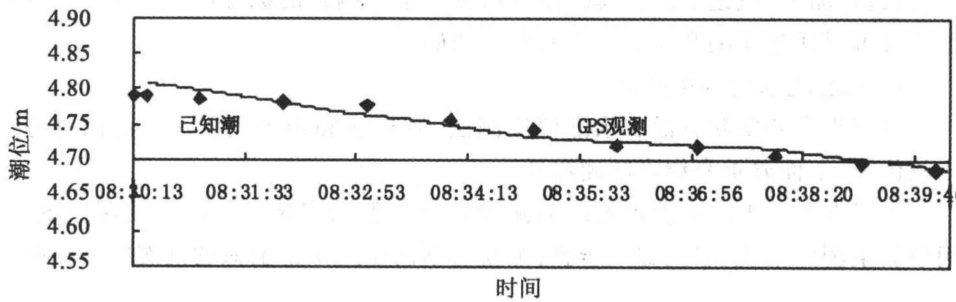


图 6-30　平滑后的潮位与通过验潮水尺观测所得潮位的比较

站间距离不能太长(30 km 范围内),否则,验潮精度难以保证。

6.6　换能器吃水

在多波束测量中,船体吃水也严重地影响着多波束在垂直方向的测量精度。船体吃水分为静吃水和动吃水,下面分别讨论静、动吃水的确定方法。

6.6.1　静吃水

根据多波束换能器相对船体的位置,换能器静吃水可按如下几何关系求得。

(1)当船只无倾斜时,一阶近似条件下换能器的静吃水 D_t 为:

$$D_t = \frac{aD_e + bD_f}{a + b} + d \tag{6-44}$$

式中,D_f 为船首吃水深度;D_e 为船艉吃水深度;a 为船首标记到换能器的距离;b 为船艉标记到换能器的距离;d 为换能器表面到龙骨底部的垂直距离,换能器表面在下为正,在上为负。

(2)当测量船以一定的倾斜角航行时，一阶近似条件下换能器的静吃水 D_t 为：

$$D_t = \left(\frac{aD_e + bD_f}{a + b} + d\right)\cos\theta \tag{6-45}$$

式中，θ 为倾斜角，$\theta = \arcsin \frac{D_{ml} - D_{mr}}{W}$，其中 D_{ml}、D_{mr} 为船中左舷、右舷吃水，W 为船中吃水标记处的船宽。

6.6.2 动吃水

所谓换能器动吃水是测量船相对静吃水的变化量，又称为航行下沉量，它受船只负荷、船型、航速、航向、海况以及水深等诸多因素的综合影响。换能器动吃水通常可以通过实测和模型计算两种方法确定。

1. 动态吃水的直接测定

动态吃水的实测方法有水准仪实测法、测杆法和声呐测深法。前两种方法比较传统，下面着重介绍声呐测深法。

由于在装配多波束测深系统的测量船上一般均安装了单波束测深系统，利用单波束测深系统，采用如下步骤，可获得不同船速下的船只的动态吃水变化量 ΔD。

(1)单波束换能器需要固定在船只的中央位置；

(2)选择海底平坦、底质坚硬的海区，水深为船吃水的 7 倍左右，且能够满足动态吃水测定需要的各种速度(即测深中船体操纵实际采用的可能速度)；

(3)在测定海区抛一浮标，船停于浮标旁，用测深仪精确地测量水深，然后船以各种不同的速度在同一位置测量水深，相同速度下测量三组以上深度，消除潮汐影响后，取平均值；

(4)将船只不同速度下测量的深度与静止时测量的深度进行比较，二者的差值即为船只在该速度下的动吃水，记录这些参数，联合船只的静吃水，用于后续水深测量中深度的改正；

(5)动态吃水测定需要在海况相对比较好的情况下进行，避免风浪等因素对最终吃水参数确定造成的影响。测量船最好在船速稳定后进入测定航线，避免加速或减速，以消除 Heave 对动态吃水参数的影响。

2. 经验模型法

根据我国 1953 年制定的《内河航运规划设计》标准，动吃水 ΔD 为：

$$\Delta D = 0.033v \tag{6-46}$$

式中，v 为航速(m/s)。由于该公式仅考虑航速的影响，因而误差比较大，实用性差。

前苏联科学院水文研究所给出动吃水 ΔD 的经验模型为：

$$\Delta D = 0.52v^3 \cdot \left(\frac{D}{h}\right)^{5/6} \tag{6-47}$$

式中，D 为船体吃水；h 为航道水深；v 为航速。

霍密尔经验模型为：

$$\Delta D = Kv^2\sqrt{\frac{D}{h}} \tag{6-48}$$

式中，ΔD 为涌浪改正数；K 表示船型系数；v 为船速；h 表示测区平均水深；D 表示静态吃水。

上述两个经验模型由于考虑比较全面，因而计算精度相对比较高。

6.7　基于信号融合的多波束换能器瞬时垂直基准的确定

在多波束测量中，两个主要误差源限制着多波束最终测量成果的精度，一是多波束测深精度，二是多波束换能器瞬时高程精度。对于前者，现有的多波束系统已基本上满足了 IHO-44 的测深精度要求（Duncan Mallace，2003），因而本节将重点研究后者。

在传统多波束测量中，潮位、Squat（吃水参数）和 Heave（涌浪参数）联合为换能器提供了一个瞬时高程，理想情况下，该高程可较真实地呈现换能器的实际垂直运动。然而，实际测量中，这三者也成为制约换能器瞬时高程精度的主要影响因素。潮位模型误差、船速突变引起的 Heave 不能真实反映船体垂直运动的低频特征（John E. Hughes Clarke，1996），联合提供的瞬时高程丢失了 15 s 到 15 min间的频段信号，从而在垂直方向最大可造成约 ±80 cm 的误差，严重地影响了多波束的测量精度。

分米级甚至厘米级的 GPS 垂直定位精度已被广大河道测量人员认可。若 GPS 采样频率为 1Hz，其垂直解可反映周期大于 2 s 的周期运动波，且与 Heave 信号存在公共频段覆盖。若将其与 Heave 信号融合，可填补传统方法所造成的信号丢失，真实呈现换能器的实际垂直运动。

6.7.1　换能器处 GPS 高程信号的获取

GPS 高程信号和 Heave 信号的融合首先需保证两个一致，即时间系统和位置上的一致。Heave 源于 MRU（motion reference unite），GPS 高程反映的是 GPS 天线相位中心的垂直变化。为了获得二者位置上的一致，必须通过姿态改正这两个时序到换能器中心。若 GPS 天线在船体坐标系 VFS（vessel frame system）下的初始杠杆臂为 (x,y,z)，纵横摇分别为 r、p 时，则 GPS 天线与换能器间的瞬时

杠杆臂(x',y',z')为：

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = \boldsymbol{R}(p)\boldsymbol{R}(r)\begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{bmatrix} \tag{6-49}$$

式中，$\boldsymbol{R}(r)$ 和 $\boldsymbol{R}(p)$分别为 r 和 p 构成的旋转矩阵。

若 GPS 高程信号和 Heave 信号严格同步，H_{GPS}为 GPS 天线处的瞬时高程，则换能器处的瞬时 GPS 高程 H_{rp}为：

$$H_{rp} = H_{GPS} + z' \tag{6-50}$$

同样采用姿态改正，也可获得换能器处的 Heave 时序。比较这两个时序可以发现，二者在短时间内（公共周期段，2 s 到 15 s）具有很好的一致性（见图 6-34）。

6.7.2 GPS UTC 时间和多波束系统时间的同步

船体瞬时姿态改变了 GPS 天线和 MRU 的位置，使得上述尺度上的不一致问题更加复杂化。为此，需引进姿态改正以解决上述问题。若在船体坐标系下精确地测量传感器与多波束换能器之间的基线矢量，结合姿态参数，RTK 高程信号和 Heave（涌浪）信号便可转换到换能器处。

GPS 采用的是 UTC 时间，而 Heave 信号通常输入到多波束系统中，采用多波束系统内部时钟来标定。由于多波束系统内部时钟的初始设定误差、长时间时钟的飘逸误差、系统间时间偏差导致 GPS 高程信号和 Heave 信号时间存在着不同步，这种不同步是随机的，且变化是异常显著的（见图 6-31），这会给 Heave 与 GPS 高程信号的融合带来比较大的影响（见图 6-32），因此，为了消除该问题，必须探测和确定两个系统之间的时间偏差或时间偏差序列。

多波束在数据采集时，GPS RTK NMEAN0183 格式数据中的平面位置被输入到多波束系统中，标定为系统内部时间，并保存为 NAV 电文。由于 NMEAN0183 格式中包含 UTC 时间和定位的三维坐标。若在多波束作业时，将原始的 NMEAN0183 格式电文也保存下来，比较相同 NAV 电文和 NMEAN0183 电文中相同位置信息的时标，便可确定不同记录时刻 UTC 时间和多波束系统内部时钟之间的时间偏差（见图 6-31）。

上述思想确定下来的偏差为一个时间序列，利用该序列可修正 RTK 高程时间为多波束系统内部时间，从而实现 RTK 高程信号和 Heave 信号之间的同步。该时间偏差改正方法描述在图 6-33 中。从图 6-34 可以看出，同步处理后的 Heave 时序与 GPS 高程时序保持了很好的一致性，从而也说明了上述数据处理过程的正确性。

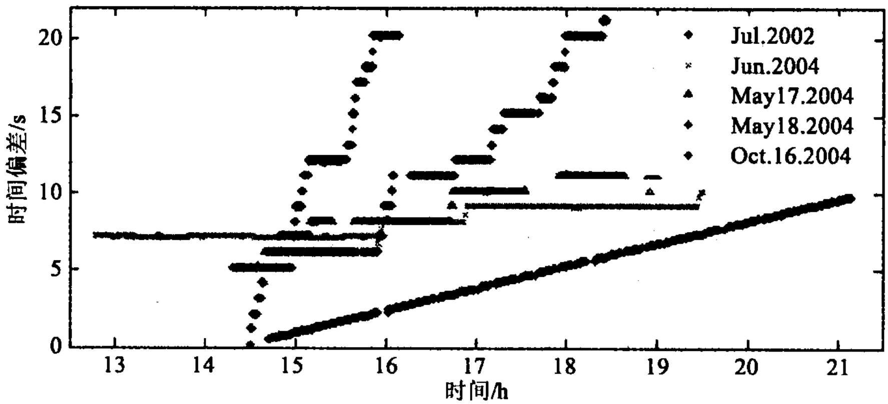


图 6-31　多波束系统内部时间与 GPS UTC 时间之间的时间偏差

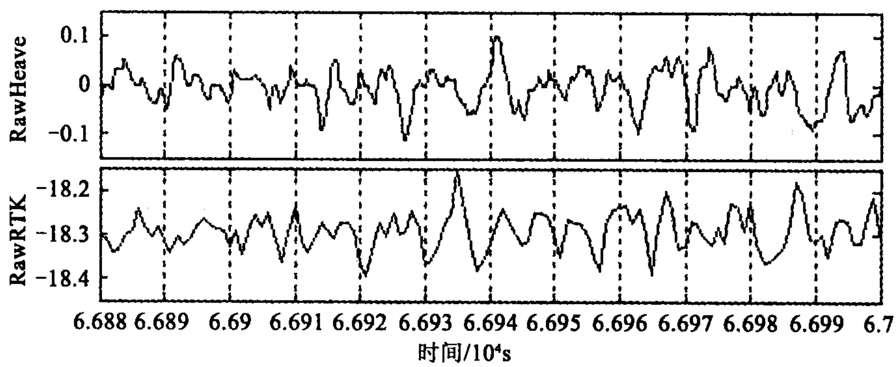


图 6-32　GPS 高程信号和 Heave 信号之间的不同步

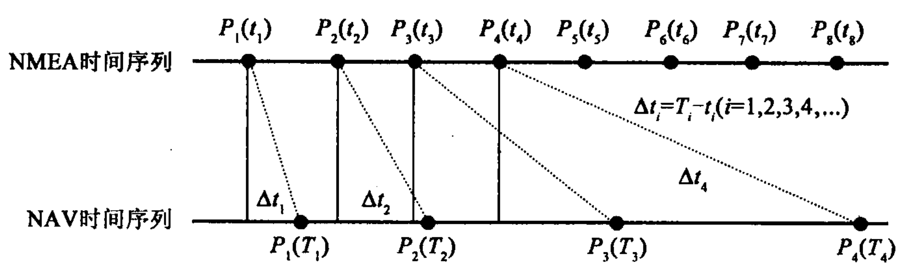


图 6-33　GPS UTC 时间与多波束系统时间同步处理示意图

实现了 RTK 高程信号和 Heave 信号两个一致后，还需要对这两个信号进行滤波处理，确保合成之前信号质量的可靠。

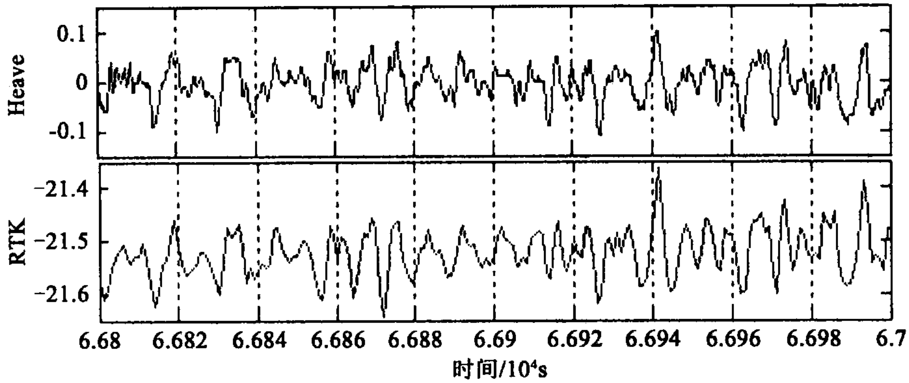


图 6-34 预处理后的 RTK 高程信号和 Heave 信号

6.7.3 GPS 高程信号的滤波

由于 Heave 信号从 MRU 输出之前已进行了滤波，而 GPS 高程时序受各种因素的影响，常出现异常记录或短时间中断，因而在数据融合之前，必须对其进行预处理。对于动态数据，通常采用 Kalman 滤波即可消除信号中存在的个别异常记录，因而可首先采用前面的自适应 Kalman 滤波技术对其进行滤波处理。由于 Heave 信号在与 GPS 高程信号的公共周期频段内与 GPS 高程在反映船体的垂直运动方面具有很好的一致性，因此，下面将 Heave 修正作为一种 GPS 高程信号的辅助滤波手段给以介绍。

1. Heave 修正

Heave 和 GPS 高程信号的一致性表明了前者可用于检测和修正后者，由于观测精度的不一致，这两个信号在局部还存在着差异，因此，在 Heave 检测时，需根据它们的观测精度引进一个约 ±11.2cm 的限差 ε。Heave 检测思想可描述为如下模型：

$$\begin{aligned}
&\text{若 } \delta_1 \leqslant 2\varepsilon, && \text{接受 } H_i^{\mathrm{GPS}} \\
&\delta_1 > 2\varepsilon \ \&\ \delta_2 \leqslant 2\varepsilon, && H_i^{\mathrm{GPS}} = H_{i+1}^{\mathrm{GPS}} + \Delta_{(i,i+1)}^{\mathrm{heave}} \\
&\delta_1 > 2\varepsilon \ \&\ \delta_2 > 2\varepsilon, && H_i^{\mathrm{GPS}} = \left(\left(H_{i-1}^{\mathrm{GPS}} + \Delta_{(i,i-1)}^{\mathrm{heave}}\right) + \left(H_{i+1}^{\mathrm{GPS}} + \Delta_{(i,i+1)}^{\mathrm{heave}}\right)\right)/2
\end{aligned} \tag{6-51}$$

式中，$H_{i-1}^{\mathrm{GPS}}(H_{i+1}^{\mathrm{GPS}})$为可靠的 $i-1$ $(i+1)$时刻的 GPS 高程；

$$\delta_1 = \Delta_{(i,i-1)}^{\mathrm{GPS}} - \Delta_{(i,i-1)}^{\mathrm{Heave}}, \delta_2 = \Delta_{(i,i+1)}^{\mathrm{GPS}} - \Delta_{(i,i+1)}^{\mathrm{Heave}}$$

$$\Delta_{(i,i-1)}^{\mathrm{GPS}} = H_i^{\mathrm{GPS}} - H_{i-1}^{\mathrm{RTK}}, \Delta_{(i,i+1)}^{\mathrm{GPS}} = H_i^{\mathrm{GPS}} - H_{i+1}^{\mathrm{RTK}}$$

$$\Delta_{(i,i-1)}^{\text{Heave}} = H_i^{\text{Heave}} - H_{i-1}^{\text{Heave}},\Delta_{(i,i+1)}^{\text{Heave}} = H_i^{\text{Heave}} - H_{i+1}^{\text{Heave}}$$

原始的 GPS 高程时序(见图 6-35(a))出现了几个明显的异常,通过 Heave 修正,这些异常记录得到了很好的修复(见图 6-35(c))。

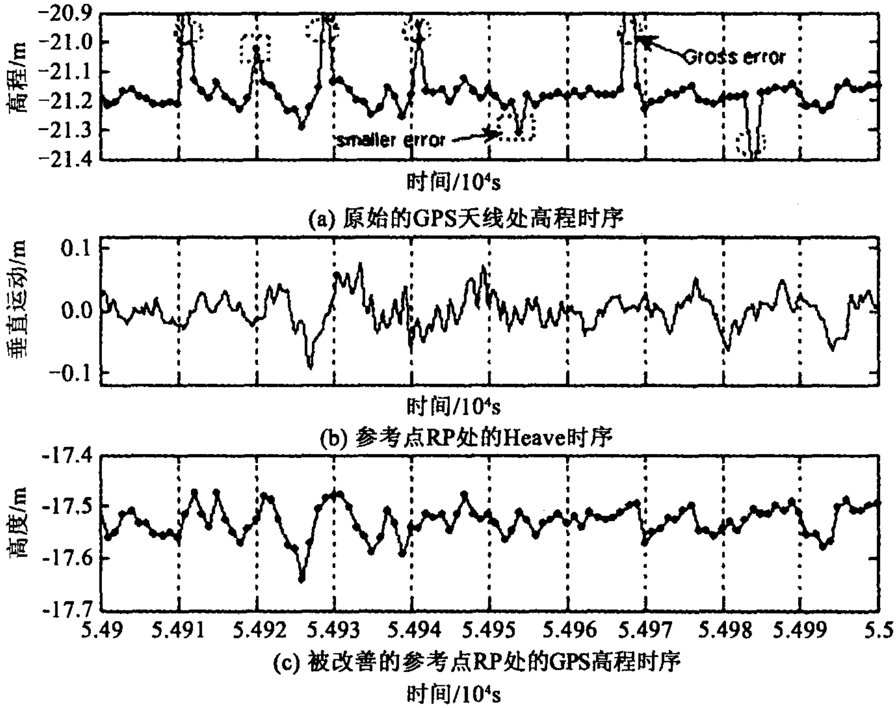


图 6-35　Heave 修正以及 Heave 时序和 GPS 高程时序间的关系

2. 长时间 GPS 异常高程记录的修正

由于卫星失锁或无线电差分信号被遮挡,GPS 高程时序中常出现长时间异常或中断。传统方法通过潮位、Squat 和 Heave 合成一个信号可反映换能器的垂直运动,因而该方法可用于 GPS 高程记录的修正,

$$H_T = T + \Delta_{s\text{-squat}} + \Delta_{d\text{-squat}} + \Delta_{\text{heave}} \tag{6-52}$$

式中,H_T 为换能器处的瞬时高程;T 为潮位;$\Delta_{s\text{-squat}}$、$\Delta_{d\text{-squat}}$ 为动静吃水;Δ_{heave} 为 Heave。

上述模型利用了外部数据源潮位,下面研究直接利用 GPS 高程数据实现对其自身的修正。潮位反映的是一个稳定变化的面,静吃水是一个常数,因而式(6-52)右边的前两项反映的是换能器处的稳定变化面,可通过对换能器处的 GPS 高程序列进行低通滤波获得。则换能器处瞬时高程又可表达为:

$$H_T = H_{GPS-lowFreq} + \Delta_{d-squat} + \Delta_{heave} \qquad (6\text{-}53)$$

模型(6-53)用于GPS高程信号的修正，连续异常记录得到了很好的修复(见图6-36、6-37)。

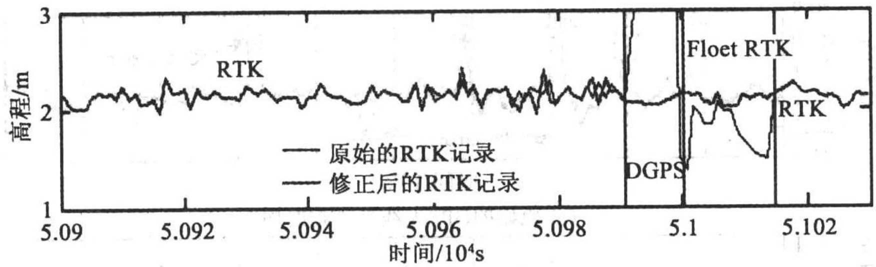


图6-36 利用GPS自身数据实现对其连续异常或中断记录的修正

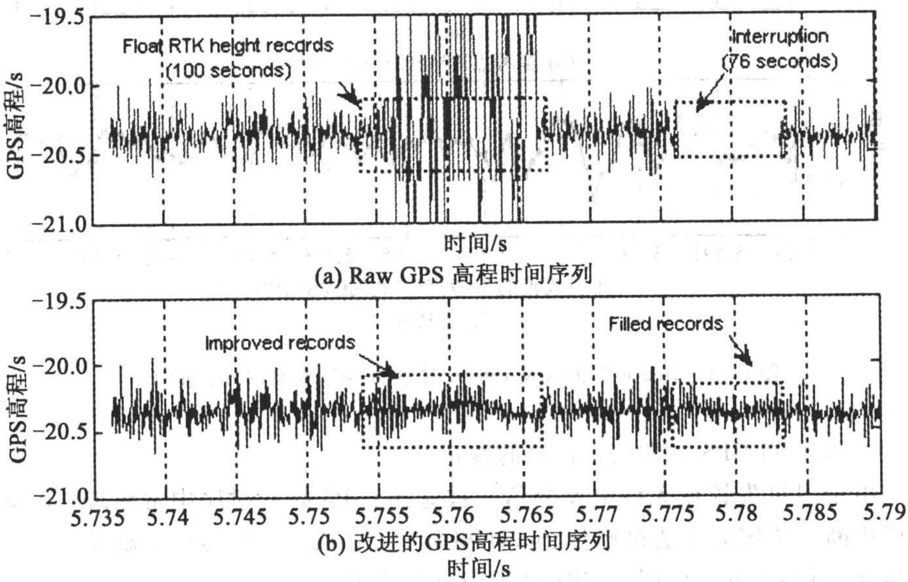


图6-37 利用GPS自身数据实现对其连续异常或中断记录的修正

6.7.4 GPS高程信号和Heave信号的融合

获得了可靠的换能器处的GPS高程和Heave信号后，便可实施对它们的融合。下面分别采用强制融合和基于信号处理融合两种方法实现二者的融合。

1. 强制融合

Heave 反映的是船体相对一个稳定面的变化，该信号的短周期信号非常可信，而长周期信号难以反映实际的船体垂直变化。这种短时间内信号的正确性可以通过图6-35 和图6-37 来反映。GPS 定位是独立的，每个历元的实测高程真实地反映了船体的实际起伏变化，但缺陷在于难以反映中、长周期段内的信号（小于2 s）。

上述分析表明，两个信号存在着很强的互补性，只要能够寻找出两个信号在某相邻时刻在垂直方向的偏差量，以 RTK 高程信号为基准，在这两个基准点之间用 Heave 信号进行填补，从而合成一个新的信号（图6-38）。

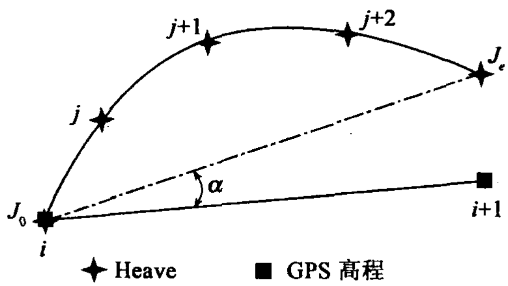


图6-38　强制融合

若 T_i和 T_{i+1}两个时刻内存在着 Heave 记录 $J_0-j-(j+1)-(j+2)-J_e$，i 和 $i+1$ 为对应着这两个时刻的 RTK 高程记录 H_i^{RTK} 和 H_{i+1}^{RTK}，如果知道角度 α，则强制融合可通过下面的模型来实现，

$$
\begin{aligned}
H_k &= H_k^{\mathrm{Heave}} + \Delta H \\
\Delta H &= \Delta H_0 + (T_k - T_i) \times \mathrm{rate} \\
\Delta H_0 &= H_i^{\mathrm{RTK}} - H_i^{\mathrm{Heave}} \\
\Delta H_e &= H_{i+1}^{\mathrm{RTK}} - H_{i+1}^{\mathrm{Heave}} \\
\mathrm{rate} &= (\Delta H_e - \Delta H_0)/(T_{i+1} - T_i)
\end{aligned}
\tag{6-54}
$$

式中，H_k 为这两个时刻间某 Heave 观测记录时刻对应的高程。

强制融合方法的实施非常简单，但若这两个信号中的任一个信号存在偏差，将导致合成信号异常。与此同时，由于 Heave 信号中夹杂着异常的长周期信号，合成后的信号势必在船速剧烈变化时（导致 Heave 长周期信号失真的关键原因），难以真实地呈现实际的船体垂直运动，因而该方法仅适合相对比较理想测量状况下的信号合成。

为了能够消除强制融合方法的缺陷，下面从信号处理的角度分析和解决信

号的融合。

2. 基于数字信号处理的信号融合

Heave 信号的短周期信号是可信的,长周期 RTK 高程信号是有效的,若能够将这两个频段的信号提取出来,并合成为一个全新的信号,则可以全面、真实地反映船体(换能器)的垂直运动。

设 Heave 信号中的高频信号为 S^H,中低频 RTK 高程信号为 S^L,则合成信号 S 为:

$$S = S^L + S^H \tag{6-55}$$

上述信号合成的关键是要从各自源信号中提取出不同频段的信号,因而下面将从数字信号处理的角度分析这两个信号的提取和合成。

1) 基于 Butterworth 滤波器的信号合成

Butterworth 滤波器因具有最大的平滑性和单调性而通常被用于数字信号处理,Butterworth 低通和高通滤波器的设计思想如下:

(1) 根据滤波器的设计需要,寻找低通/高通滤波器的原极、零值和门值;

(2) 转换上述参数到状态空间;

(3) 利用状态空间变换,用截止频率转化低通滤波器到高通滤波器;

(4) 利用双线性变换,转换模拟滤波器到数字滤波。

(5) 利用转换函数转变回状态空间。

则给定截止频率下的低通/高通滤波器可描述为如下函数:

$$\begin{aligned} Y(n) = {} & b(1) \cdot X(n) + b(2) \cdot X(n-1) + \cdots + b(nb+1) \cdot X(n-nb) \\ & - a(2) \cdot Y(n-1) - \cdots - a(na+1) \cdot Y(n-na) \end{aligned} \tag{6-56}$$

式中,nb 和 na 分别为转换函数中的分子和分母系数;矩阵 a 和 b 分别是分母和分子的系数;X 是输入信号;Y 为输出信号。

根据实际 RTK 高程信号和 Heave 信号的特点以及实验结果,截止频率选定为 0.1Hz(周期为 10s),分别设计高通和低通滤波器,并用于合成新的信号,以反映换能器的实际垂直运动,并用该信号所提供的瞬时垂直基准,结合测深数据,计算海底地形。计算结果表明,当测量状况比较理想时(船速均匀,海况理想),计算结果比较理想;反之,计算所得的海床 DTM 则会出现波浪式的变化。分析认为,Butterworth 滤波器尽管具有很多优点,但存在着不确定相位延迟,导致提取出来的高频/低频信号同源信号不同步,也势必导致提取出来的 S^H 和 S^L 不同步,这样便无法保证合成信号的准确性。

为了克服 Butterworth 滤波器的缺陷,下面研究基于 FFT 频谱分析的信号合成。

2) 基于 FFT 频谱分析的信号合成

根据数字信号处理理论,GPS 高程信号和 Heave 信号的融合实际上就是从

前者中抽取出有效的中低频信号 $H_{\text{LF-GPS}}$ 和从后者中抽取出有效的高频 $H_{\text{HF-Heave}}$ 信号，并将这两个信号合成产生一个新的信号 H_T，

$$H_T = H_{\text{LF-GPS}} + H_{\text{HF-Heave}} \tag{6-57}$$

这两个信号的融合需要一个高通和一个低通滤波器。Butterworth 滤波器虽然可用于设计这两个滤波器，但所设计的滤波器难以保证滤波前后信号在时间上的严格同步，使合成信号与实际的垂直运动存在相延（见图 6-41）。FFT 频谱分析技术能够实现信号在时域和频域之间的相互转换，同时也能够保证处理信号和处理后信号之间严格的同步以及最大的幅度响应（John G. Proakis，1996），因而这种方法可以有效地克服 Butterworth 滤波器的缺陷，实现有效信号的提取。为此，下面引进 FFT 频谱处理技术来设计这两个滤波器。其滤波器设计和信号提取过程如下：

（1）利用 FFT 变换，转变时域的 GPS 高程信号和 Heave 信号到频域；

（2）结合源信号的采样频率和截止频率，抽出高于截止频率的 Heave 信号，提取出低于截止频率的 GPS 高程信号，从而在频域获得了换能器运动的高频信号和低频信号。

（3）利用 FFT 逆变换，转变频域的高频和低频信号到时域，获得 $H_{\text{HF-Heave}}$ 和 $H_{\text{LF-GPS}}$。

（4）获得这两个信号后，利用式(6-57)合成信号 H_T。

Heave 信号正确地反映了周期小于 15 s 的垂直运动，GPS 高程信号可反映周期大于 2 s 的垂直运动，因而它们的合成信号将是一个全频段信号。为了获得一个有效的、全频段的合成信号，需要设计一个截止频率，这个截止频率应该在 GPS 高程信号和 Heave 信号的公共频段中选取，即周期段在 2 ~ 15 s 之间（见图 6-39）。大量的实验表明，0.1Hz(10 s) 作为截止频率是比较恰当的。

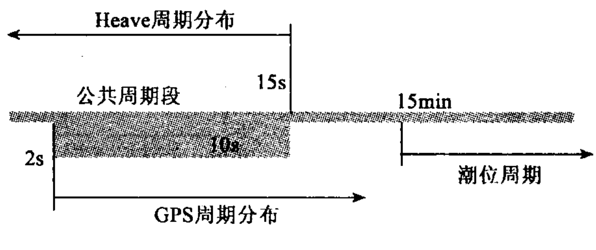


图 6-39　GPS 高程信号和 Heave 信号的周期分布

基于 FFT 频谱分析方法实现低通和高通滤波器的设计，并最终合成需要的多波束换能器处瞬时高程的数据处理流程图如图 6-40 所示。

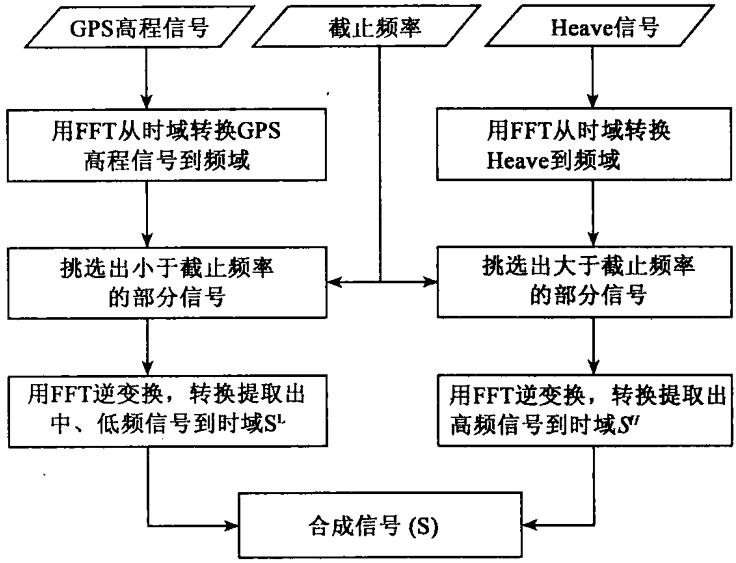


图 6-40　基于 FFT 的 GPS 高程信号和 Heave 信号的合成

3）两种信号合成方法的比较

比较用 Butterworth 滤波器和用 FFT 滤波器生成的合成信号 H_T(见图 6-41、图 6-42)，可以看出，利用 FFT 滤波器得到的最终合成信号要优于前者，合成信号几乎和原始的 GPS 高程信号保持了相同的步调和幅度，即滤波实现了严格的相位同步和最大的幅度响应。

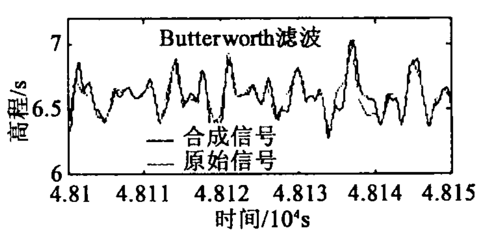


图 6-41　基于 Butterworth 的信号合成

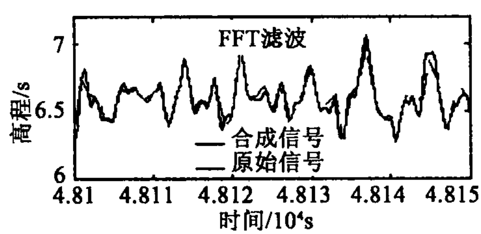


图 6-42　基于 FFT 的信号合成

6.7.5　实验验证和分析

2002 年 6 月，我们在 Bay of Fundy 的 Mispec 海域实施了一个多波束测量实

验。利用传统的多波束数据处理方法，构造了测区海床 DTM（见图 6-43）。

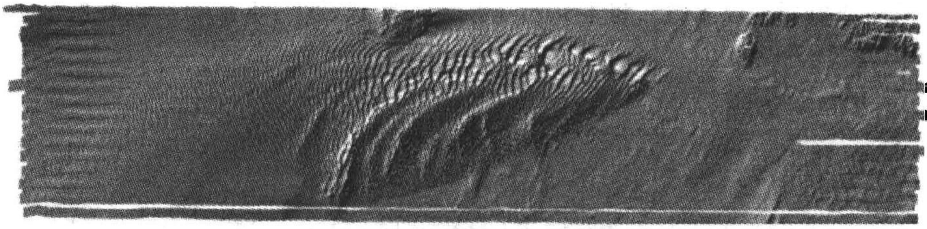


图 6-43　通过传统方法获得的海床 DTM

图 6-43 DTM 的两侧明显出现交互式跳跃性变化。放大左侧后，该情况更加明显（见图 6-44）。抽出一条测线中的 Heave 和 GPS 高程时序，可以发现，Heave 时序在开始段存在较大的跳跃性变化，最大幅度达 0.5 m；而 GPS 高程时序表现正常。这证明了 Heave 受船速剧变的影响，难以正确呈现中长周期（ >15 s）垂直运动，而 GPS 可以。

两个原因可能导致这种跳跃问题。其一是船速，测船进入测线时，速度加快；退出时，速度剧减，船速的剧加和剧减导致了 Heave 对最终高程产生了显著的、方向迥异的影响，从而引起相邻测线 DTM 间出现跳跃性变化；其二是潮位，在潮位变化速度较快的海域，潮位模型误差在短时间内表现不明显，但随时间加长（本次一个往返程测量至少需要 45 min），该影响明显地表现在相邻测线 DTM 的首尾段（见图 6-45）。

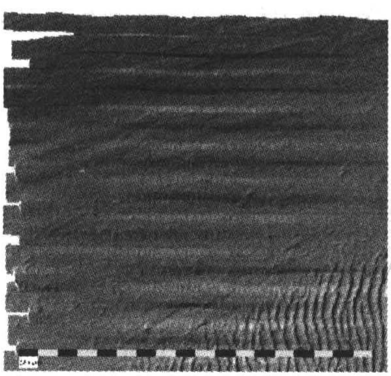


图 6-44　图 6-43 左侧的 DTM

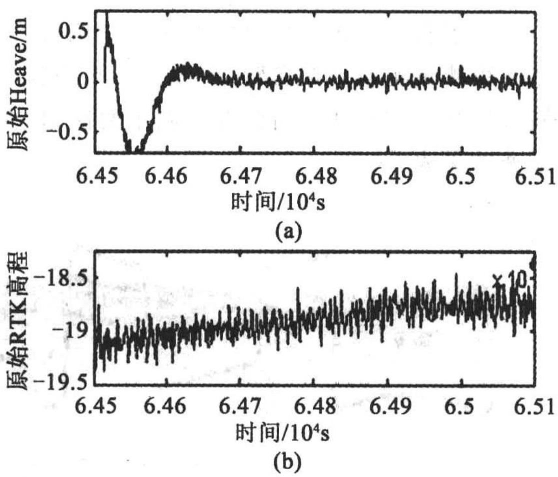


图 6-45　通过源信号分析异常 DTM 产生的机理

GPS差分定位为相对定位，一旦基准站坐标被给定，流动站的坐标将相对于该参考坐标而被确定。因而GPS高程绝对反映了换能器垂直起伏的变化，而与验潮站或模型潮位无关。将本文所述技术编写成软件，重新构造该测区的海床DTM(见图6-46)。

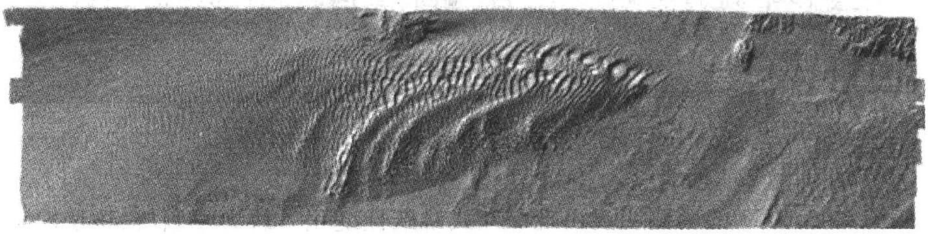


图6-46 通过信号融合技术重新构造所生成的DTM

新生成的DTM有效地消除了传统多波束数据处理方法的缺陷，清楚且合理地呈现出了实际的海底地形。

将传统方法和信号合成方法所得的海底地形数据与理想情况下所得的海底地形数据进行比较，前者在高程方向的最大偏差为16.1cm，最小偏差为-3.8cm，平均偏差为0.7cm，标准偏差为±12.4cm；后者的最大偏差为7.1cm，最小偏差为-2.8cm，平均偏差为0.1cm，标准偏差为±4.7cm。这些统计参数验证了本章所述方法的正确性。

6.7.6 精度分析

为了验证上述信号合成方法的正确性及分析其精度，实施了一个非常规的多波束测量实验。在实验中，设计了6条测线，1条检查线(见图6-47)。每条测线分别从左到右和从右到左实测了两次，且在每次测量中船体进行变速操作，实际速度见表6-6。

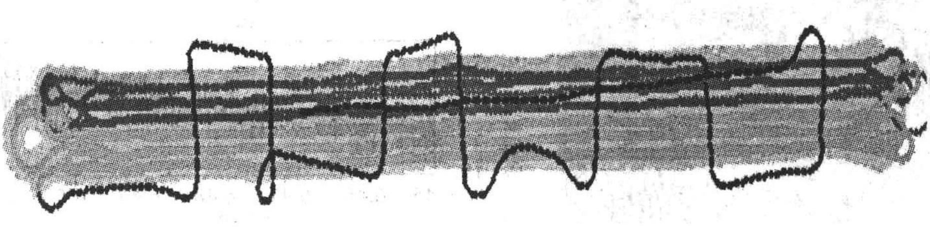


图6-47 多波束测量实验

从该实验数据中提取出第一条测线进行分析(见图 6-48)。图 6-48 中(1)、(2)分别代表采用信号合成方法和传统方法构造的 DTM,对这两个 DTM 进行较差,其差异体现在 DTM(3)中。从 DTM(3)可以看出,在测线的中间部分存在着比较大的差异,这主要是速度的剧变造成 Heave 信号的异常引起的(见表 6-6)。对整个测区分别采用上述两种方法构造 DTM(见图 6-49(1)和(2)),其差异同样体现在图 6-49 中的 DTM(3)中。

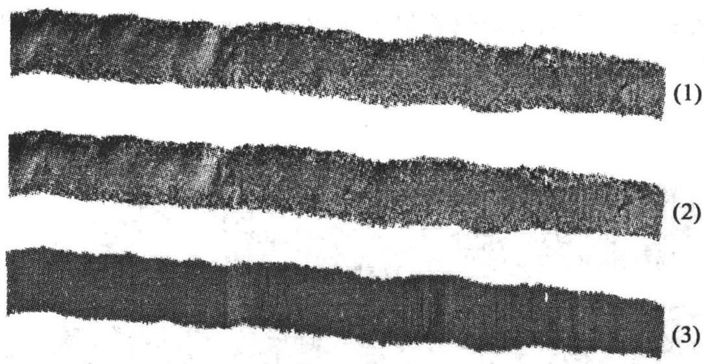


图 6-48　图 6-47 中第一条测线和用不同方法处理得到的河床 DTM

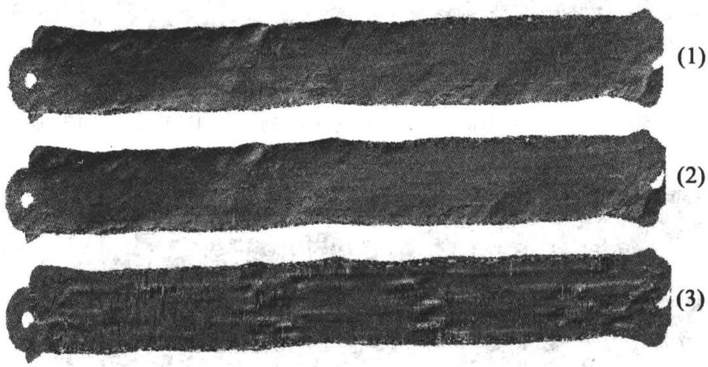


图 6-49　整个测区的 DTM 以及不同数据处理方法的差异

上述分析进一步说明了传统多波束数据处理方法的缺陷,也表明基于信号融合方法对多波束进行数据处理的必要性。

为了检验传统方法和信号融合方法测量及其数据处理方法各自的内部符合精度,提取出各条线往、返测的数据构造 DTM、因为往、返测基本上反映的是同一河床,因而,它们的自吻合程度基本上反映了该方法的精度。

图 6-50 中,(1)和(2)分别是用传统方法构造的测线往、返测河床 DTM,(3)是这两个 DTM 的差异;图 6-51 中(1)和(2)分别是用信号合成方法构造的测线往、返测河床 DTM,(3)是这两个 DTM 的差异。从图 6-50(3)DTM 中反映差异的颜色可以看出,传统方法处理得到的 DTM 个别部分比较好,颜色比较一致,而多数情况下,二者存在着比较大的差异。这主要是因为往、返测船体的剧烈变速过程刚好互换(见表 6-6),而往、返速度剧变的互换使得速度变化对 Heave 的影响正好相反,并反映在各自的 DTM 中,因而往返测的 DTM 若采用传统方法构造,则势必在船速发生剧变的位置出现比较大的偏差,导致如图 6-50 中所示的情况。上述分析表明了传统多波束作业和数据处理方法所得成果的自吻合程度受船速的影响。

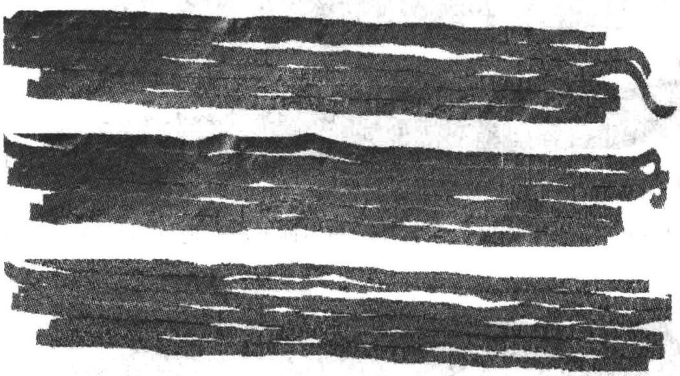


图 6-50　传统方法构造的每条测线往返测河床 DTM 及它们的差异

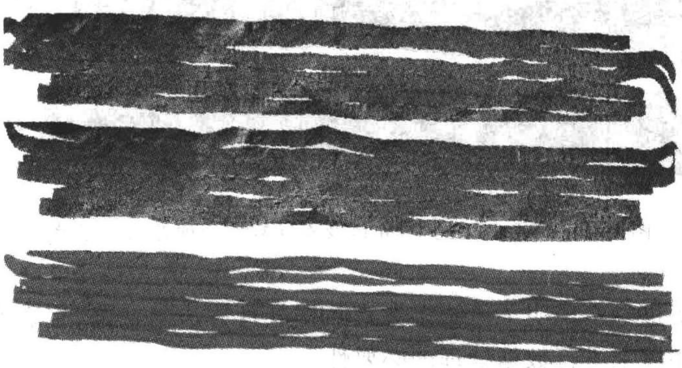


图 6-51　信号合成法构造的每条测线河床 DTM 及它们的差异

采用信号融合方法,类似于上述数据处理过程也被实施在往、返测线 DTM

的构造中(见图 6-51)。从图 6-51(3)可以看出,往、返测河床 DTM 的差异非常小且一致(反映深度的 DTM 色泽一致),这一方面表明了基于信号融合的多波束数据处理方法具有很好的内部一致性,另一方面表明了该方法可以有效地克服船速突变引起 Heave 数据异常所导致的河床地形异常,相对传统方法,大大提高了测量精度。

为了更全面地分析信号合成方法的精度,对传统方法和信号合成方法的往、返测数据进行比较和统计,其结果见表 6-6。

表 6-6 **信号合成方法的精度**

线号	往测速度(knot)	返测速度(knot)	往返测差值的平均值(传统方法)/cm	往返测差值的平均值(信号融合)/cm	标准偏差(传统方法)/cm	标准偏差(信号融合)/cm
1	8-11-8	10-6-11	3.0	1.1	±14.1	±6.4
2	10-5-10	6-10-6	3.1	1.0	±13.2	±6.9
3	11-7-11	7-10-7	2.2	0.4	±12.2	±5.8
4	8-11-8	10-7-10	5.7	0.2	±13.3	±5.7
5	11-7-11	7-10-7	-3.8	0.8	±11.6	±5.5
6	7-11-7	10-7-10	5.1	0.7	±13.7	±6.0

从表 6-6 可以看出,每条测线往、返测高程方向较差的平均值对于信号融合方法而言,基本上在 0.7cm 左右分布,具有零均值的特征,其标准偏差约在 ±6.0cm;而传统方法差值的均值分布很不规律,且标准偏差约在 ±13.0cm。相对传统方法,信号合成方法的精度整整提高了一倍。

综上所述,可以认为:

(1)多波束测量成果在高程方向的精度当前主要取决于换能器瞬时高程的确定精度。信号融合方法精确地反映了换能器的瞬时垂直运动,克服了传统方法所带来的合成信号在频带覆盖上的不全面和可信度较低的缺陷,真实地呈现了实际的河床地形。

(2)强制融合、基于 Butterworth 滤波器和 FFT 频谱分析技术实现了这两个信号的合成,研究表明,前两者适合比较理想情况下的信号合成,而基于 FFT 的

信号合成可以有效地克服前两者的缺陷,确保严格的时间同步和最大的幅度响应,但在截止频率附近,信号的截取缺少平滑过渡。实践表明,这对于信号的提取精度影响不大,可以不予考虑。

(3)与传统的多波束数据处理方法比较,基于信号合成的多波束数据处理方法可以有效地克服传统方法中无法克服的问题,将数据处理精度整整提高了一个数量级。这对于精密的水下工程监测是非常有用的。

(4)获取 GPS 垂直解时,开阔水域建议采用 RTK 作业模式,复杂水域以 PPK(post processing kinematic)作业模式为宜。

6.8 自适应 Kalman 滤波

Kalman 滤波采用了状态空间的概念,用状态方程描述系统,信号作为状态,从而改变了滤波问题的一般描述;其次,Kalman 滤波应用了概率论和数理统计领域的最新成果,改变了问题一般描述后的维纳滤波问题的求解,在线性无偏最小方差估计原理下提出了一种新的线性递推滤波法。这种方法无需存储过去的观测数据,当新的观测数据到来之后,只要根据新的数据和前一段数据的估计量,借助于信号过程本身的状态转移方程,按照递推公式,就可计算出新的估计量,因而十分适合动态数据的滤波。

6.8.1 离散系统 Kalman 滤波的数学描述

Kalman 滤波的一般形式为:

$$\begin{aligned} \boldsymbol{X}_k &= \boldsymbol{\Phi}_{k/k-1}\boldsymbol{X}_{k-1} + \boldsymbol{\Gamma}_{k-1}\boldsymbol{W}_{k-1} \\ \boldsymbol{L}_k &= \boldsymbol{A}_k\boldsymbol{X}_k + \boldsymbol{V}_k \end{aligned} \tag{6-58}$$

式中,$\boldsymbol{X}_k$、$\boldsymbol{X}_{k-1}$ 为 k、$k-1$ 时刻状态矢量;$\boldsymbol{\Phi}_{k,k-1}$ 为状态转移矩阵;$\boldsymbol{W}_{k-1}$、$\boldsymbol{\Gamma}_{k-1}$ 为 $k-1$ 时刻系统噪声和噪声系数矩阵;$\boldsymbol{L}_k$、$\boldsymbol{A}_k$ 和 $\boldsymbol{V}_k$ 为 k 时刻的观测矢量、观测矩阵和观测噪声。状态估值的求解过程如下。

状态、均方差一步预测方程为

$$\begin{aligned} \hat{\boldsymbol{X}}_{k/k-1} &= \boldsymbol{\Phi}_{k/k-1}\hat{\boldsymbol{X}}_{k-1} \\ \boldsymbol{P}_{k/k-1} &= \boldsymbol{\Phi}_{k/k-1}\boldsymbol{P}_{k-1}\boldsymbol{\Phi}_{k/k-1}^{\mathrm{T}} + \boldsymbol{\Gamma}_{k-1}\boldsymbol{Q}_{k-1}\boldsymbol{\Gamma}_{k-1}^{\mathrm{T}} \end{aligned} \tag{6-59}$$

增益方程为:

$$\boldsymbol{K}_k = \boldsymbol{P}_{k/k-1}\boldsymbol{A}_k^{\mathrm{T}}(\boldsymbol{A}_k\boldsymbol{P}_{k/k-1}\boldsymbol{A}_k^{\mathrm{T}} + \boldsymbol{R}_k)^{-1} \tag{6-60}$$

状态、均方差估值方程为:

$$\begin{aligned} \hat{\boldsymbol{X}}_k &= \hat{\boldsymbol{X}}_{k/k-1} + \boldsymbol{K}_k(\boldsymbol{L}_k - \boldsymbol{A}_k\boldsymbol{X}_{k/k-1}) \\ \boldsymbol{P}_k &= (\boldsymbol{I} - \boldsymbol{K}_k\boldsymbol{A}_k)\boldsymbol{P}_{k/k-1} \end{aligned} \tag{6-61}$$

式中，$\boldsymbol{Q}_k$、$\boldsymbol{R}_k$ 为系统噪声和量测噪声的方差阵；$\boldsymbol{K}$ 为增益矩阵；$\boldsymbol{P}_k$ 为状态估值的方差阵。

6.8.2　自适应 Kalman 滤波

随着观测数据的增加，状态估计应愈来愈精确，但在实际应用中，滤波所得的状态估值和实际状态之间的误差远远超过了它的理论估值，这种现象称为滤波的发散。它使滤波失去了它的最佳作用，因此必须予以克服。

自适应滤波通过不断地利用信息，修正滤波的原有设计，降低滤波误差，从而达到抑制发散的目的。假设存在一个偏差 $\boldsymbol{b}$，则滤波模型式(6-58)变为：

$$\begin{aligned} \boldsymbol{X}_k &= \boldsymbol{\Phi}_{k/k-1}\boldsymbol{X}_{k-1} + \boldsymbol{B}_k\boldsymbol{b} + \boldsymbol{\Gamma}_{k-1}\boldsymbol{W}_{k-1}, \boldsymbol{W}_k \sim N(0,\boldsymbol{Q}_k) \\ \boldsymbol{L}_k &= \boldsymbol{A}_k\boldsymbol{X}_k + \boldsymbol{C}_k\boldsymbol{b} + \boldsymbol{V}_k, \boldsymbol{V}_k \sim N(0,\boldsymbol{R}_k) \end{aligned} \tag{6-62}$$

其中，$\boldsymbol{B}_k$、$\boldsymbol{C}_k$ 为 $\boldsymbol{b}$ 对动态模型和观测模型的影响矩阵，噪声的统计特性不变。

上述模型的处理方法有两种：一是在原模型的状态空间中增加一些表示偏差项的元素，利用滤波公式一并对偏差和状态向量作估计，即一步 Kalman 滤波；另一种是直接利用不含偏差项的滤波结果，对每个可能的偏差项作出估计，即两步 Kalman 滤波(Frieland，1969)。

1. 一步滤波法

一步滤波法将偏差 $\boldsymbol{b}$ 看作状态向量的一部分附加到原有的状态向量 $\boldsymbol{X}$ 中，一起参与平差计算，合并后的状态向量 $\boldsymbol{Y}=(\boldsymbol{X},\boldsymbol{b})^{\mathrm{T}}$，则式(6-58)变形为：

$$\begin{aligned} \boldsymbol{Y}_k &= \boldsymbol{F}_{k/k-1}\boldsymbol{Y}_{k-1} + \boldsymbol{N}_{k-1}\boldsymbol{W}_{k-1} \\ \boldsymbol{L}_k &= \boldsymbol{G}_k\boldsymbol{Y}_k + \boldsymbol{V}_k \\ \boldsymbol{F}_{k/k-1} &= \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Phi}_{k/k-1} & \boldsymbol{B}_k \\ \boldsymbol{0} & \boldsymbol{E} \end{bmatrix} \\ \boldsymbol{N}_{k-1} &= \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Gamma}_{k-1} \\ \boldsymbol{0} \end{bmatrix}, \boldsymbol{G}_{k-1} = [\boldsymbol{A}_k, \boldsymbol{C}_k] \end{aligned} \tag{6-63}$$

利用式(6-59)至式(6-61)解算 $\boldsymbol{Y}$，便得到了 $\boldsymbol{b}$。

一步 Kalman 滤波模型简单，但对先验统计特征要求严格，不是真正意义上的自适应滤波。

2. 两步自适应滤波

两步 Kalman 滤波克服了一步滤波的缺陷，适合后续的质量控制和滤波递推。首先通过一般的 Kalman 滤波对 $\hat{\boldsymbol{X}}_{k/k-1}$ 和 $\hat{\boldsymbol{X}}_k$ 进行估计，并检验是否存在偏差 $\boldsymbol{b}$，若存在，进行第二步滤波。根据 Frieland(1969)和 lgnagni(1981)的观点，$\boldsymbol{b}$ 对估值的影响是线性的，故有：

$$\widetilde{X}_{k/k-1} = \hat{X}_{k/k-1} + U_k b, \widetilde{X}_k = \hat{X}_k + V_k b \tag{6-64}$$

式中，$\widetilde{X}_{k/k-1}$和$\widetilde{X}_k$代表带有偏差的状态预测值和滤波值；$\hat{X}_{k/k-1}$和$\hat{X}_k$代表无偏差的状态预测值和滤波值；U_k、V_k代表敏感矩阵。根据式(6-64)，无偏和有偏模型所得的残差预报之间的关系为：

$$r(k) = \tilde{r}(k) + S_k b \tag{6-65}$$

式中，$r(k)$和$\tilde{r}(k)$分别代表无偏差模型和有偏差模型的预报残差；S_k代表敏感矩阵，可由下列递推公式(Lu，Lachapelle，1990；王爱朝，1994)确定：

$$\begin{aligned} U_k &= \Phi_{k/k-1} V_{k-1} + B_k \\ S_k &= A_k U_k + C_k \\ V_k &= U_k - K_k S_k \end{aligned} \tag{6-66}$$

敏感矩阵确定后，便可进行第二步 Kalman 滤波，其递推过程如下：

设
$$\hat{b}_{k/k-1} = \hat{b}_{k-1/k-1} \quad (\hat{b}_{0/0} = 0),$$
$$P_{b_{k/k-1}} = P_{b_{k-1/k-1}} (P_{b_{0/0}} \text{预先给定})$$

则有：

$$\begin{aligned} \hat{b}_{k/k} &= \hat{b}_{k/k-1} + [S_k^T Q_{r_k}^{-1} S_k + P_{b_{k/k-1}}^{-1}]^{-1} S_k^T Q_{r_k}^{-1} (r(k) - S_k \hat{b}_{k/k-1}) \\ P_{b_{k/k}} &= [S_k^T Q_{r_k}^{-1} S_k + P_{b_{k/k-1}}^{-1}]^{-1} \end{aligned} \tag{6-67}$$

$\hat{b}_{k/k}$确定后，对$\hat{X}_{k/k-1}$和$\hat{X}_k$进行修正，则顾及偏差影响后的状态最优预测和滤波估值为：

$$\begin{aligned} \widetilde{X}_{k/k-1} &= \hat{X}_{k/k-1} + U_k \hat{b}_{k/k-1} \\ \widetilde{P}_{k/k-1} &= P_{k/k-1} + U_k P_{b_{k/k-1}} U_k^T \\ \widetilde{X}_{k/k} &= \hat{X}_{k/k} + V_k \hat{b}_{k/k} \\ \widetilde{P}_{k/k} &= P_{k/k} + V_k P_{b_{k/k}} V_k^T \end{aligned} \tag{6-68}$$

第 k 个历元的两步滤波完成后，便可进行下一个历元的滤波。

测量中不可能每个历元都存在偏差。为了提高滤波效率，需先定位偏差，再做自适应滤波。

3. 预测残差χ^2 检验偏差

该法是根据检验统计量 T_g 确定接受或拒绝法则，设 d 为χ^2 分布的自由度，则

$$\begin{aligned} T_g &> \chi_\alpha^2(d,0), \text{存在偏差} \\ T_g &\leq \chi_\alpha^2(d,0), \text{无偏差} \end{aligned} \tag{6-69}$$

设 $\boldsymbol{r}$ 为预报残差,从 l 历元开始,由后续 n 个历元得到残差序列为 $\boldsymbol{r}=(r_l, r_{l+1},\cdots,r_{l+n})$,$\boldsymbol{r}\sim N(0,\boldsymbol{Q}r)$。若 $\boldsymbol{r}$ 无偏,则服从正态分布,为零均值;否则,不为零均值,且偏离量为 $\boldsymbol{S}_r\boldsymbol{b}$,即 $\boldsymbol{r}\sim N(\nabla_r,\boldsymbol{Q}r)$, $\nabla_r=\boldsymbol{S}_r\boldsymbol{b}$, $\boldsymbol{S}_r=(\boldsymbol{S}_l^{\mathrm{T}},\boldsymbol{S}_{l+1}^{\mathrm{T}},\cdots,\boldsymbol{S}_{l+n}^{\mathrm{T}})^{\mathrm{T}}$。则 T_G 为(李德仁,1988):

$$T_g=\boldsymbol{r}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_r^{-1}\boldsymbol{S}_r(\boldsymbol{S}_r^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_r^{-1}\boldsymbol{S}_r)^{-1}\boldsymbol{S}_r^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_r^{-1}\boldsymbol{r} \tag{6-70}$$

若 $n=0$,则有:

$$T_g=\boldsymbol{r}_i^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_{r_i}^{-1}\boldsymbol{r}_i \tag{6-71}$$

式(6-71)表明,仅利用当前的观测信息即可进行偏差检验,即局部预警检验(李德仁,1988)。

4. 偏差定位和自适应消除

数据探测是对每个假设检验的偏差源分别进行定位检验,直到检验到全部可能的偏差(李德仁,1988)。根据式(6-70),仅利用当前信息进行局部检验,在 H_0 下有:

$$T_g=\frac{(\boldsymbol{S}_i^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_{r_i}^{-1}\boldsymbol{r}_i)^2}{\boldsymbol{S}_i^{\mathrm{T}}\boldsymbol{Q}_{r_i}^{-1}\boldsymbol{S}_i}\sim\chi^2(1,0) \tag{6-72}$$

综上所述,自适应 Kalman 滤波的计算流程可分为三个阶段

(1)第一步滤波。利用式(6-59)~式(6-61)进行一般 Kalman 滤波。

(2)偏差检验。根据外部测量信息和系统输出信息构筑残差序列,并根据该序列构建统计量,在 χ^2 分布下执行假设检验,判断是否存在偏差。

(3)偏差定位。若探测到偏差,启动备选假设,利用式(6-63)逐一进行诊断定位,将最有可能的偏差识别出来。

(4)第二步滤波。若定位了偏差,则根据式(6-66)、(6-67)确定偏差量、式(6-68)进行第二步滤波,在第一步滤波的结果中消除偏差对 $\boldsymbol{X}_k$ 及 $\boldsymbol{P}_k$ 的影响,实现对偏差的修正。

6.9 Kalman 滤波在辅助参数滤波中的应用

辅助传感器在多波束系统中发挥着独特的作用,需对其观测量进行滤波,确保其质量。

6.9.1 点位滤波

实时船位一般通过 GPS 确定,为了方便导航,输出坐标大多是经高斯或墨卡托投影后的平面坐标(x,y)。对于伪距、坐标和广域差分定位,由于高程的定位精度较差,仅采用平面定位结果;载波相位差分测量的平面(x,y)和高程 h 的

定位精度比较高,对生产和研究非常有用。

若观测和状态向量分别为 $L_{3\times1}=[x,y,h]^{\mathrm{T}}$,$X_{6\times1}=[x,y,h,\dot{x},\dot{y},\dot{h}]^{\mathrm{T}}$,则观测方程和状态方程分别为:

$$L_k = [E \quad 0]X_k + V_k$$

$$X_k = \begin{bmatrix} E & E\Delta t \\ 0 & E \end{bmatrix} X_{k-1} + \begin{bmatrix} E\Delta t^3/6 \\ E\Delta t^2/2 \end{bmatrix} W_{k-1} \tag{6-73}$$

式中,E 和 0 分别为 3×3 阶单位阵和零阵;Δt 为采样间隔。

为了验证滤波效果,下面利用广域差分 GPS 定位数据进行滤波实验。原始数据在 x、y 方向的偏差量如图 6-52、图 6-53 所示,x 方向的最大值达到了 6m,中误差为 2.58m;y 方向的最大偏差达到了 13m,中误差为 1.750m。经过自适应 Kalman 滤波后,x、y 方向的最大偏差仅为 2.5m、2.1m,中误差也只有 1.351m、0.753m(如图 6-54、图 6-55 所示)。

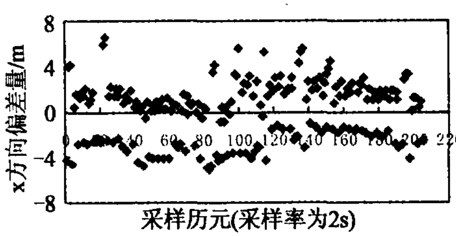


图 6-52 滤波前 x 方向的偏差

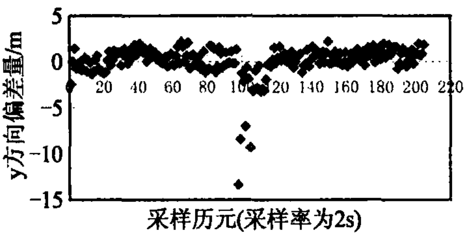


图 6-53 滤波前 y 方向的偏差

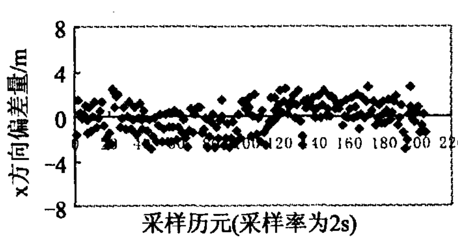


图 6-54 滤波后 x 方向的偏差

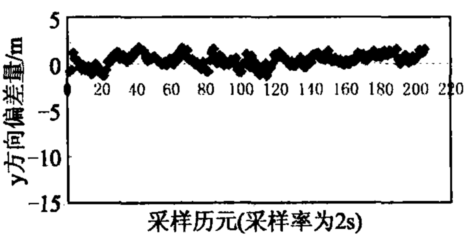


图 6-55 滤波后 y 方向的偏差

滤波后,偏差的影响得到了削弱,可见滤波对于提高点位精度是十分有效的。

6.9.2 潮位面观测数据滤波

在 GPS 验潮和无验潮模式下的水下地形测量中,GPS 高程扮演着重要的角

色。若仅确定潮位面，则观测量 L_k 只有高程 h，状态向量为 $X_{3\times1}=[h\ \dot{h}\ \ddot{h}]$，则观测方程和状态方程分别为：

$$\boldsymbol{h}_k=[1\quad 0\quad 0]\begin{bmatrix}h\\ \dot{h}\\ \ddot{h}\end{bmatrix}_k+\boldsymbol{V}_k$$

$$\begin{bmatrix}h\\ \dot{h}\\ \ddot{h}\end{bmatrix}_k=\begin{bmatrix}1 & \Delta t & \Delta t^2/2\\ 0 & 1 & \Delta t^2\\ 0 & 0 & 1\end{bmatrix}\begin{bmatrix}h\\ \dot{h}\\ \ddot{h}\end{bmatrix}_{k-1}+\begin{bmatrix}\Delta t^3/6\\ \Delta t^2/2\\ \Delta t\end{bmatrix}_{k-1}\boldsymbol{W}_{k-1} \tag{6-74}$$

若 GPS 高程测量精度取 ±0.08m，系统噪声 Q＝0.04，以上述船载 GPS 验潮实验数据为例进行滤波。GPS 确定水位面高程的同时，利用全站仪跟踪船体吃水面。为了检验滤波模型的可靠性，将全站仪确定的水位面同滤波前后 GPS 确定的水位面进行比较（如图 6-56、图 6-57 所示）。从图中可以看出，滤波前，GPS

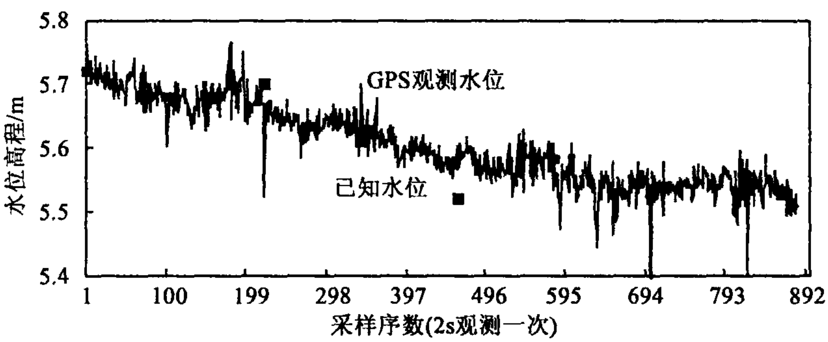


图 6-56　滤波前水位与已知水位的比较

观测所得的水位面与已知水位面高程的最大差值为 33cm，最小差值为 1cm，均方差为 14.25cm（图 6-56）。滤波后，水位面相对滤波前明显光滑，与已知水位面的最大、最小偏差为 5cm 和 4.1cm，均方差也降至 2.04cm（图 6-57）。滤波后的结果同已知水位面更接近，从而说明滤波结果是可信的，滤波方法是正确的。

6.9.3　姿态数据滤波

姿态观测量包括航向 A、横摇 r、纵摇 p 和涌浪 ds，则观测向量为 $\boldsymbol{L}_{4\times1}=[A\ r\ p\ ds]^{\mathrm{T}}$，状态向量为 $\widetilde{\boldsymbol{X}}_{12\times1}=[A\ r\ p\ \mathrm{d}s\ \dot{A}\ \dot{r}\ \dot{p}\ \dot{\mathrm{d}s}\ \ddot{A}\ \ddot{r}\ \ddot{p}\mathrm{d}s]^{\mathrm{T}}$。则观测方程和状态方

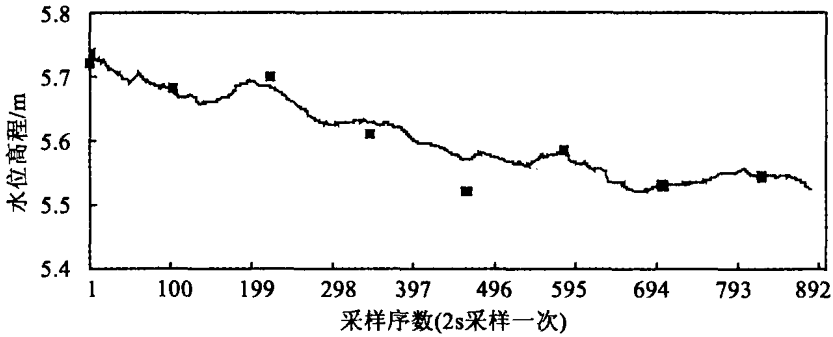


图 6-57 滤波后水位面与已知水位面的比较

程为：

$$L_k = [E \quad 0 \quad 0]X_k + V_k, X_k = \begin{bmatrix} E & E\Delta t & \frac{1}{2}E\Delta t^2 \\ 0 & E & E\Delta t \\ 0 & 0 & E \end{bmatrix} X_{k-1} + \begin{bmatrix} E\Delta t^3/6 \\ E\Delta t^2/2 \\ E\Delta t \end{bmatrix}_{k-1} W_{k-1} \tag{6-75}$$

式中，E 和 0 均为 4×4 阶单位阵和零阵。

姿态参数也可以进行单项滤波，其滤波模型同潮位滤波模型式(6-74)近似。下面以罗经确定的船体方位为观测量进行滤波，滤波结果如图 6-58、图 6-59 和表 6-7 所示。

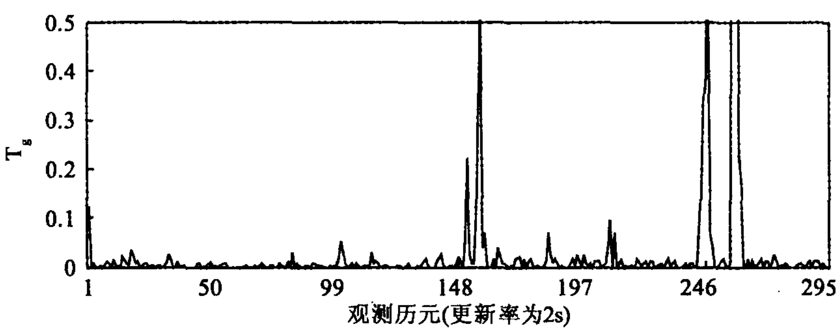


图 6-58 一步航向角滤波下的 T_g 图

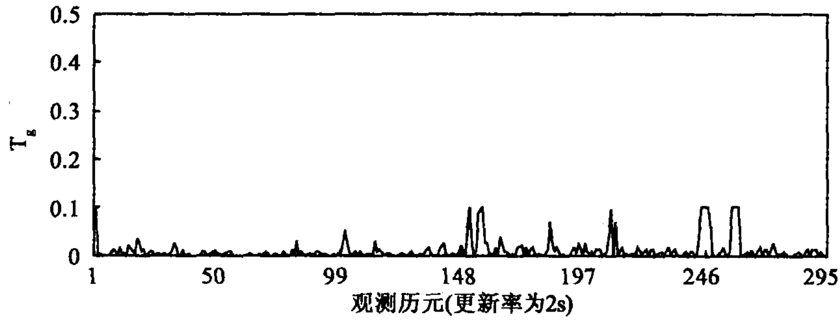


图 6-59　两步航向角滤波下的 T_g 图

表 6-7　　自适应 Kalman 滤波同普通 Kalman 滤波结果的比较/(°)

统计检验量 T_g 比较	最大值	最小值	RMS	MDB
简单的一步 Kalman 滤波	3.8	0.1	0.180 0	0.242
两步自适应 Kalman 滤波	0.1	0	0.023 5	

罗经观测精度 R 取 0.08°，MDB(minium detectable bias) = 0.245°，满足 3 倍 R 的情况下，Q 取 0.8。从图 6-59 可以看出，采用普通的一步滤波，结果偏差检验量 T_g 在 158、251、261 和 262 观测历元上的值明显偏大，分别为 0.53、0.66、1.016 和 3.49，其残差也比较大。经过自适应滤波后，T_g 在这些点上的值明显减小，最大值小于 0.1，从而说明滤波效果是比较显著的，滤波结果的可信度也大大得到了加强。

姿态测量误差对波束脚印位置的计算影响较大。不同于陆地测量，海上环境变化复杂，由此产生的姿态测量误差和附带误差也比较多，采用自适应 Kalman 滤波对其进行平滑处理，对提高波束脚印位置的计算精度是非常有益的。

6.10　本章小结

随着高精度 GPS 定位技术的迅速发展，人们对 GPS 的青睐不再局限于高精度的平面定位结果，高精度的高程定位信息也被逐渐引入到海洋测量中来。多波束是一个由多种传感器组成的复杂系统，其辅助参数数据质量的好坏对波束脚印位置的确定是非常重要的。利用 GPS 高精度的定位信息实现多波束辅助参数的测定，对于提高多波束的归位计算精度、简化作业模式是十分有意义的。为此，本章讨论了确定船位所采用的 GPS 定位技术；研究利用 GPS 实现船体姿态测量的方法，并分析了 GPS 测姿所能达到的精度；分析了船姿的受动因素以

及船姿对多波束测量成果的影响，并给出了相应的补偿模型；根据传统验潮方法的缺陷，提出了船载（球载）GPS 验潮的实施方案，并对潮位测量成果进行了姿态补偿和门限滤波，取得了理想的潮位结果；综合了 GPS 测姿和验潮思想，衍生出了无验潮模式下水下地形测量的新思想和新算法，保证了测量精度，克服了传统无验潮模式下水下地形测量对海况的苛刻要求；考虑辅助参数在多波束归位计算中的重要性以及传统 Kalman 滤波的缺陷，将自适应 Kalman 滤波技术引入辅助参数的滤波中，取得了理想的参数平滑效果。上述方法经实践证明是可行的，它不但提高了多波束辅助参数的测量精度，而且还改善了多波束的作业模式。

参考文献

[1]赵建虎，张红梅，John E Hughes Clarke. 局部无缝垂直参考基准面的建立方法研究[J]. 武汉大学学报:信息科学版，2006,31(5):448-450.

[2]赵建虎，刘经南，周丰年. GPS 测定船体姿态方法研究[J]. 武汉测绘科技大学学报，2000,25(4):353-357.

[3] 赵建虎，刘经南. 船姿分析及其对多波束测量的影响[J]. 武汉大学学报:信息科学版 ,2001,26(2):144-149.

[4] 赵建虎,周丰年,张红梅.水上 GPS 水位测量方法研究 [J].测绘通报,2001(增刊):1-3.

[5] 赵建虎,刘经南.顾及非格网数据考虑地形改正的 GPS 水准高程拟合[J].武汉测绘科技大学学报,1999,24(4):346-350.

[6] 赵建虎,张红梅,John E Hughes Clarke. 测船处瞬时潮位的 GPS 精密确定[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2006:31(12):1 067-1 070.

[7] 赵建虎，张红梅，John E Hughes Clarke，等. 多波束测量中换能器瞬时精密高程的确定 [J] . 武汉大学学报:信息科学版，2006,31(11):983-986.

[8] 马小计，何义斌，赵建虎. 无验潮模式下的 GPS 水下地形测量技术[J]. 测绘科学，2003,28(2):29-30,34.

[9] Zhao Jianhu, Liu Jingnan. The Determination of Height of Sea Surface with GPS [C]. GPS/GNSS 2002 International Symposium, Wuhan, China, 2002.

[10]Zhao Jianhu, Hughes Clark J E, Brucker S, et al . On-the-fly GPS Tide Measurement Along Saint John River[J]. International Hydrographic Review, 2004, 5 (3):48-58 .

[11] Yang Fanlin, Zhao Jianhu. Analysis and Eliminating the Error of Wave in Measuring Tide With GPS[C]. GPS/GNSS 2002 International Symposium Wu-

han, China, 2002.

[12] Zhao Jianhu, Liu Jingnan. Development of Method in Precision Multibean Acoustic Bathymetry[J]. Geo - Spatial Information Science, 2003, 6(3): 71-74.

[13] Chang C C, Lee H W. Preliminary Test of Tide - independent Bathymetric Measurment Based on GPS[J]. Geomatics Research Australasia, 2002, 76: 23-26.

[14] Erol B, Celik R N, Erol S. Using GPS and Leveling Data in Local Precise Geoid Determination and Case Study[J]. Geophysical Research Abstract, 2003(5): 43 - 56.

[15]高伟, 徐绍铨. GPS 高程分区拟合转换正常高的研究[J]. 武汉大学学报:信息科学版, 2004, 29(10): 908-911.

[16]阳凡林, 赵建虎, 张红梅, 等. RTK 高程和 Heave 信号的融合及精度分析[J]. 武汉大学学报:信息科学版, 2007: 32(3): 225-228.

[17]张红梅, 赵建虎. 河床演变野外采集源数据滤波方法研究[J]. 泥沙研究, 2004(3): 34-40.

[18]阳凡林, 赵建虎. GPS 验潮中波浪的误差分析和消除[J]. 海洋测绘, 2003, 23(3): 1-4.

[19]李良雄. 差分 GPS 水深测量系统延时及其船姿分析[D]. 武汉:武汉测绘科技大学, 2000.

[20] Liu Jiyu, Chen Xiaoming. The Confidence Evaluation on GPS Kinematic Data[C]. IUGG XXI General Assembly, Boulder, USA, 1995.

[21] Han Shaowei, Rizos C. Sea Surface Determination Using Long-range Kinematic GPS Positoning and Laser Airborne Depth Sounder Technique[J]. Marine Geodesy. 1999, 22: 195-203.

[22] Kantha L H. Tide-a Modern Perspective[J]. Marine Godesy, 1998, 21: 275-297.

第 7 章　多波束深度数据滤波

海洋测量是在运动平台上进行的一种动态测量,这也是其区别于陆地测量的最大特征。由于海水的阻隔,海洋测量不仅受大气的影响,还受海水运动及其物理特性的影响,因此,海洋测量比陆地测量具有更多的噪声干扰源。多波束是一个由多传感器组成的综合系统,其测量误差具有显著的多源性,数据质量不但取决于系统自身的先进性,还与其辅助设备有关。为此,必须对测深数据进行滤波处理,获得真实的深度数据。

现有的深度滤波方法主要有交互式滤波和自动滤波两种,前者虽然增加了人工编辑的机会,但滤波效率低下;后者尽管提高了滤波效率,但算法中涉及的参数需通过经验给定。现有方法的最大缺陷在于仅对粗差进行诊断和标定,忽视了系统误差对深度的影响。前几章分析已经表明,虽然某些辅助参数的测量误差具有随机特性,但对深度的影响却呈现系统性,因而必须对深度数据中的系统误差进行削弱。

为了克服传统滤波方法的缺陷,本章根据测深误差源的类型和特点,提出了用于粗差标定的趋势面滤波法和基于 M 估计的抗差滤波法,以及用于削弱系统误差的两步滤波法和半参数法。

7.1　影响深度计算的误差源

影响深度计算的主要误差源有:

(1) 底部检测方法的影响。相位检测影响着波束角的计算,而振幅检测则影响着波束射程。若海底平坦,相位检测将引入约 0.05°的角误差;振幅检测在入射角近似为 0°时引入约 2 个波长的测距误差,且随入射角的增大而增大。

(2) 安装误差。安装引起的换能器活性面倾斜直接影响着测深精度,并导致海底地形扭曲。虽然可以通过事后补偿,但因与纵、横摇同向,实际测量中难以测定和分离。

(3) 姿态测量误差。该误差通过一定的几何关系反映到深度中,式(6-27)描述了姿态的综合影响,姿态测量误差对深度的影响与波束入射角有关,呈现系统性。

（4）时延误差。测深和定位数据的不同步提取会使测量地形同实际地形产生错位，在相邻条带中，表现为重叠区地形变化异常。

（5）潮汐测量误差。它对深度测量的影响是直接的。

（6）声速断面测量误差及其代表性误差。经校验的声速剖面仪，其声速测量误差一般可控制在一定范围内；声速断面代表性误差是因测量海域水文因素和声速断面采样站布设等因素引起的，很难准确地测定或通过一定的量值来反映。声速误差对深度的影响具有系统性。

上述误差源中，底部检测方法的影响相对较小，在仪器严格校验的情况下可以不考虑；安装误差和延时误差均可通过实验的方法获得，并在后处理中进行补偿；潮位属系统外观测量，可通过外部手段提高测量精度；船姿和声速测量误差对深度的影响均呈现系统性，需重点考虑。

外部环境的剧变、仪器自身的缺陷均可能造成粗差，粗差相对较大，比较容易发现和剔除；尽管深度经过了严密的补偿和修正，但由于补偿参数的测量误差、补偿模型的不准确等原因，深度中还残留着系统误差的影响；偶然误差存在于所有测量参数中，动态测量数据一般通过滤波方式来提高观测数据的质量。

7.2　深度数据的质量评估

深度数据的质量评估是深度数据子区滤波的基础。现有的多波束商用后处理软件是在假设小区域内海底地形变化相对平坦的基础上，利用局域深度数据的统计特性来实现精度评定的。

1. 加权标准偏差

假设海底地形变化相对平缓，起伏波长小于权取定范围 r。设 z_i 为被评估点 p 邻域内的某一测深点，则点 p 的加权标准偏差为：

$$\sigma_p^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} z_i^2 W_{ip}}{\sum_{i=1}^{n} W_{ip}} - u_p^2$$

$$u_p = \frac{\sum_{i=1}^{n} z_i W_{ip}}{\sum_{i=1}^{n} W_{ip}} \tag{7-1}$$

权分布函数 W_{ip} 的定义为：

$$W_{ip} = \begin{cases} 1 - d_{ip}/r, & d_{ip} < r \\ 0, & d_{ip} \geq r \end{cases}$$

式中,r 为权分布半径;d_{ip} 为 i 点到 p 点的距离。上述假设会使噪声落入短波地形范围内,导致噪声与粗糙地形发生混淆,这种情况可通过加密采样点和减小 r 的范围来克服。

2. 加权均方差

条带重叠区的深度数据,其误差来源有两部分:一部分为测线内部误差源的影响,另一部分为测线间误差源的影响。点 p 的实际深度可分解为 u_p(p 点邻域内测量点深度的加权平均值)、v_p(测线引起的深度偏差)、w_p(p 点的测深误差),即

$$z_p = u_p + v_p + w_p \tag{7-2}$$

邻域内测量点深度的加权均方值为:

$$\frac{\sum_{i=1}^{n} z_i^2 W_{ip}}{\sum_{i=1}^{n} W_{ip}} = u_p^2 + B_p^2 + E_p^2 \tag{7-3}$$

式中,u_p^2 为加权平均值平方;B_p^2 为测线偏差加权均方值;E_p^2 为点偏差加权均方值。B_p^2 和 E_p^2 与加权标准偏差平方 σ_p^2 的关系为:

$$\sigma_p^2 = B_p^2 + E_p^2$$

$$E_p^2 = \sigma_p^2 - B_p^2$$

其中,

$$B_p^2 = \frac{\sum_{j=1}^{\text{相邻条带总数}} z_{jp}^2 W_{jp}}{\sum_{j=1}^{\text{相邻条带总数}} W_{jp}} - u_p^2$$

$$z_{jp} = \frac{\sum_{k=1}^{m} z_k W_{kp}}{\sum_{k=1}^{m} W_{kp}} (z_k \in \text{条带}\, j)$$

测深数据质量评估工作完成后,便可进行滤波处理。

7.3 深度数据的一般滤波方法

深度数据滤波是根据主客观需要对数据进行质量评定、发现和标定奇异点,提高深度数据质量的过程。一般情况下,滤波按照数据处理的自动化程度分为人工交互式滤波和自动滤波。

7.3.1 交互式滤波

交互式滤波是一个主观识别和标定错误的过程。它包括将实测数据同以前、

以后的底部检测记录比较，从而检查出返回波束、辅助性侧扫数据是否存在奇异。

交互式滤波通常根据最大、最小深度门限、最大坡度、最小角度和横向距离原则，对测深数据进行交互式编辑（如图 7-1 所示）。交互式滤波对象为单个断面或相邻的几个断面。

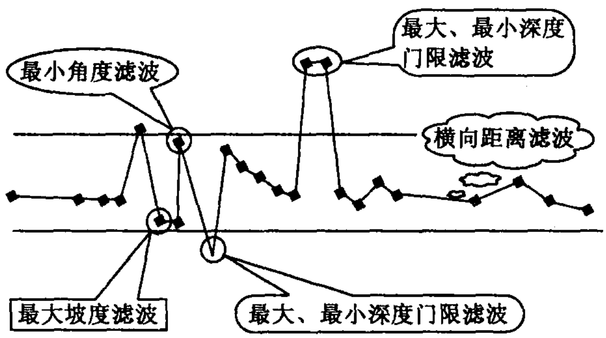


图 7-1　线模式滤波原则

7.3.2　自动滤波

自动滤波常采用的方法有 NOAA COP 法、Ware, Knight and Wells 法、Eag(RDANH) 法。

1. NOAA COP 方法

Guenther 和 Green(1982) 提出了 COP (combined offline processing) 算法，简称为 NOAA COP 邻域选择法则，它是根据纵向时间和横向波束围绕所关心的深度点进行邻域选择。根据邻域波束的测量深度，确定深度平均值 μ_i 和标准偏差 σ_i，对测深误差超出 $2\sigma_i$ 的波束给以拒绝，否则应予以保留。设某点深度为 z_i，COP 接受法则可描述为：

$$|z_i - \mu_i| < \beta + \gamma\mu_i \tag{7-4}$$

就 Seabeam 多波束测深数据而言，$\beta = 10.0$ 和 $\gamma = 1.5\%$，由于系统和 γ 与深度之间存在不确定的比例关系，所以 β 是一个不确定的常误差。σ_i 最终没有用到 COP 接受法则中。

2. Ware, Knight and Wells 方法

Ware, Knight 和 Wells 等人 1991 年提出了一种基于加权平均移动进行深度

滤波的思想，即 Ware，Knight 和 Wells 方法。这种方法试图在条带数据覆盖范围内识别出标准偏差异常高于平均值的深度点，并根据 2σ 或 3σ 原则发现并标定奇异点。

3. Eag(RDANH) 方法

Eag 在 1995 年提出了一种通过识别和降低测深尖峰信号来实现深度数据滤波的方法。该方法提供了一个降低尖峰信号的表格，每个潜在的尖峰信号被一个熵值量化，根据熵值门限确定尖峰信号被拒绝或接受。

假设局部海床可近似地表达为一个关于 x、y 的固定阶多项式，邻域深度点的选择通过建立 Vorni 多边形实现。被怀疑深度同其邻域深度比较，确定熵值，并根据熵值进行深度滤波。

熵值计算首先要假设一个描述测量点附近海床的多项式曲面，在此基础上确定海床的深度平均值 $\bar{z}$ 和标准方差 SSD。设被选择点的深度为 z，邻域波束的实测深度为 $z_k(k = 1,2,\cdots,n)$，则熵值 $q(z)$ 定义为：

$$
\begin{aligned}
q(z) &= \frac{(n-1)(\mathrm{SSD}-\mathrm{ssd})}{\mathrm{ssd}} \\
\mathrm{SSD} &= (z-\bar{z})^2 + \sum_{k=1}^{n}(z_k-\bar{z})^2, \quad \bar{z} = \frac{1}{n+1}\left(z + \sum_{k=1}^{n} z_k\right) \\
\mathrm{ssd} &= \sum_{k=1}^{n}(z_k-\hat{z})^2, \quad \hat{z} = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n} z_k
\end{aligned}
\tag{7-5}
$$

熵值实际上确定了选择点残差与周围点残差对标准偏差平方和贡献的比值，反映了所关心的深度点同其邻域深度点之间的相对关系。熵值愈大，关心点与周围点的偏差愈大，应予以标定。其缺陷在于仅能处理邻域内的单个错误，且仅适合于单条带操作。

上述滤波思想均基于邻域内测深数据的统计特征进行滤波。其优点是操作简单，缺点是滤波模型中的参数需要人为给定。三种方法各有利弊，实际滤波中需要综合运用。

7.4 趋势面滤波法

趋势面滤波法继承了局域趋势面精度评定的思想，根据波束脚印的深度 z 和平面位置 (x,y)，采用多项式曲面函数 $z = f(x,y)$ 来拟合地形，并结合 3σ 原则对粗差进行标定。

趋势面滤波法对粗差的标定原则为：

$$
\begin{aligned}
(z_i - f(x_i,y_i)) &\leqslant k\sigma，\text{接受} \\
(z_i - f(x_i,y_i)) &> k\sigma，\text{标定}
\end{aligned}
\tag{7-6}
$$

式中，$k = 2$ 或 3；z_i 为关心点 $i(x_i, y_i)$ 的深度；σ 为根据 i 点邻域内测点深度确定的均方差。

利用上述方法对两个小测区的深度数据进行滤波，滤波效果如图 7-2 和图 7-3 所示。图中横坐标为纬度 $B(°)$，纵坐标为经度 $L(°)$，深度单位为 m；以上值均减去了大数。

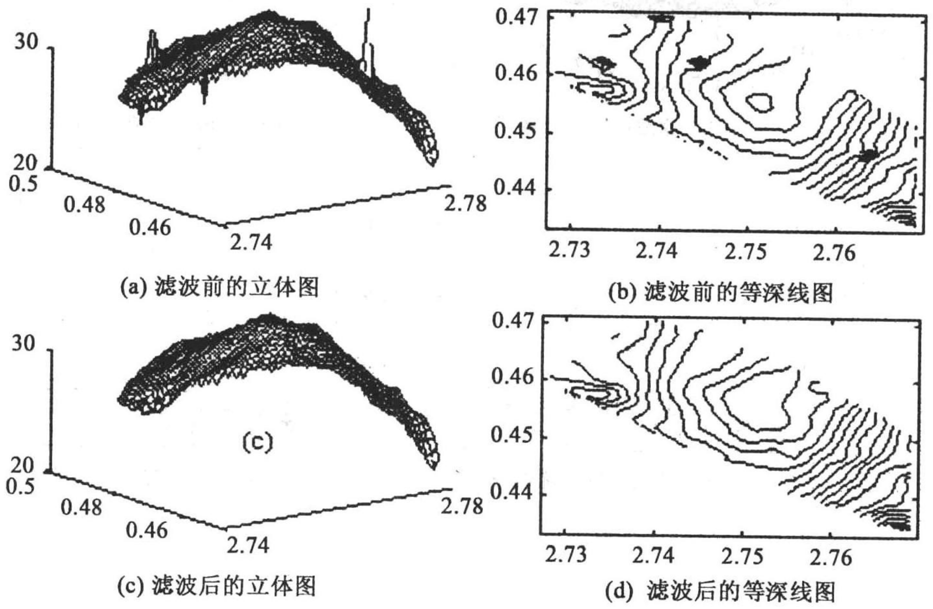
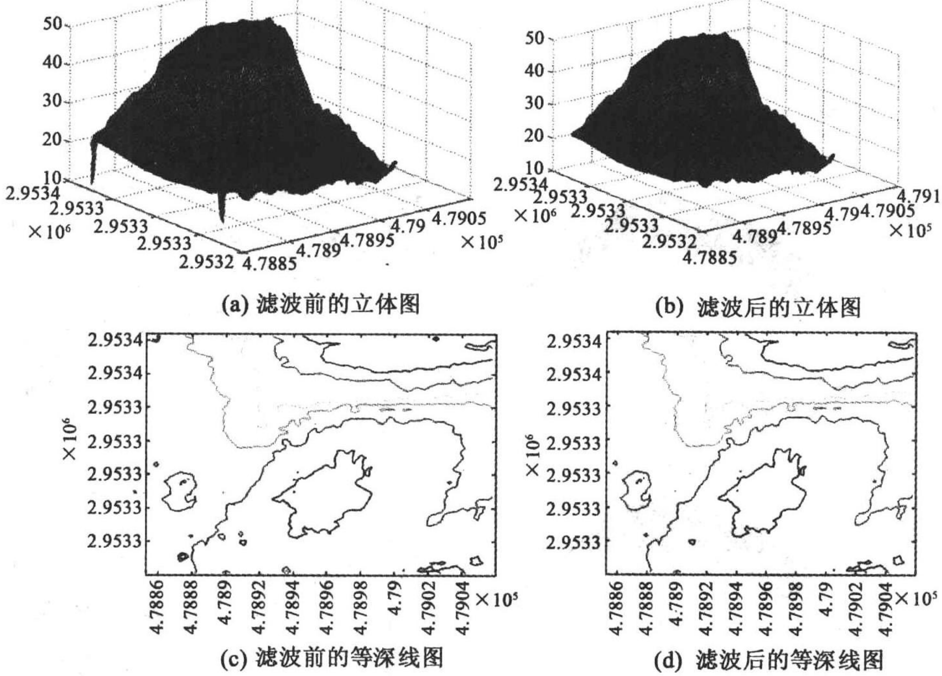


图 7-2　趋势面滤波效果图 1

采用趋势面滤波法时，多项式阶数的选择十分重要。实践表明，阶数选择得过高，粗差可能被包容；选择得过低，可能引起有效信息的损失（见图 7-4）。实践还表明，阶数的大小根据海底地形变化的复杂程度给定比较恰当。下面是对图 7-2 中的测区数据采用阶数为 5 的多项式曲面函数进行滤波的，从图 7-4 可以看出，滤波有效地消除了测量中粗差的影响，又很好地保留了原有的海底地形信息。

类似地，滤波门限也影响着滤波的效果。滤波门限的选择一般遵循 3σ 或 2σ 原则，门限的过高或过低，产生的情况同上。

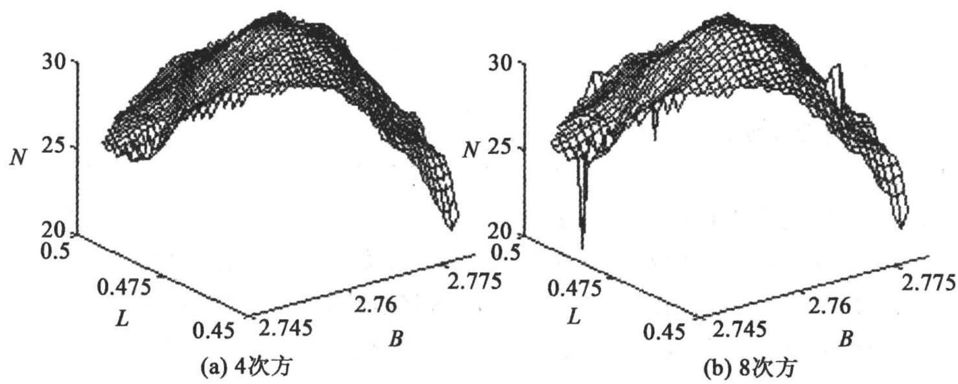
趋势面滤波法操作简单，对于平坦地形非常适用，但若地形变化复杂，将会导致滤波不彻底。若地形变化较为复杂，笔者认为可以考虑应用分块传递式滤波，即可以将复杂的地形分解为地形变化不大的几个条带，每个条带具有一定的连接区域。这样就可以运用上述趋势面滤波法对各个条带分别进行滤波。



(a) 滤波前的立体图　(b) 滤波后的立体图

(c) 滤波前的等深线图　(d) 滤波后的等深线图

图 7-3　趋势面滤波效果图 2



(a) 4次方　(b) 8次方

图 7-4　趋势面次方与滤波效果的关系图

上述两种方法都是基于将地形变化变得简单的基础上的滤波，都具有一定的局限性。为此，本文根据 M 估计的特点，提出了一种基于 M 估计的抗差滤波法。

7.5　基于抗差 M 估计滤波

7.5.1　滤波原理

根据杨元喜(1993)和黄谟涛等(1999)的观点,基于 M 估计参数平差模型的抗差解为:

$$\hat{X} = (A^{T}\overline{P}A)^{-1}A^{T}\overline{P}L \tag{7-7}$$

第 $k+1$ 步的迭代解为:

$$\hat{X}^{(k+1)} = (A^{T}\overline{P}^{(k)}A)^{-1}A^{T}\overline{P}^{(k)}L \tag{7-8}$$

式中,A 为方程的系数阵;L 是自由项;X 为模型待定参数向量;$\overline{P}$ 为等价权函数。

令一般意义上的权 p_i 为:

$$p_i = 1/d_i \tag{7-9}$$

式中,d_i 为被检测点 p 邻域内观测点 i 到 p 的距离,等价权 $\overline{p}_i$ 利用下式(杨元喜,1993)确定:

$$\overline{p}_i = \begin{cases} p_i, & |v_i'| \leqslant k_0 \\ p_i k_0[(k_1 - |v_i'|)/(k_1 - k_0)]^2/|v_i'|, & k_0 < |v_i'| \leqslant k_1 \\ 0, & |v_i'| > k_1 \end{cases} \tag{7-10}$$

式中,$v_i' = v_i/\hat{\sigma}_i$;$k_0$ 和 k_1 分别取 1.0 ~ 1.5 和 2.0 ~ 3.0。k 时刻,$\hat{\sigma}_i$ 可表达为:

$$\begin{aligned} \hat{\sigma}_i &= \hat{\sigma}_0^{(k)}/\sqrt{p_i} \\ \hat{\sigma}_0^{(k)} &= \underset{i}{\text{med}}\left(\left\{\sqrt{p_i}\,|v_i^{(k)}|\right\}\right)/0.6745 \end{aligned} \tag{7-11}$$

式中,$\hat{\sigma}_0$ 为迭代计算中使用的单位权中误差。由于深度数据是离散的,难以用确切的函数关系将它们联系起来,但邻域内测点深度在地形上存在着相关,据此,本文根据多波束深度数据密集的特点,采用简单的加权平均模型作为异常深度的推值模型,根据式(7-8)建立基于抗差 M 估计的选权迭代加权平均函数模型:

$$\hat{z}^{(k+1)} = \frac{\left(\sum_{i=1}^{m}\overline{p}_i^{(k)} z_i\right)}{\sum_{i=1}^{m}\overline{p}_i^{(k)}} \tag{7-12}$$

式中,z_i 为被检测点邻域内某测点的深度;$m+1$ 为邻域内测点的个数。上式同一般的加权平均表达式相似,但不同的是,这里的权为等价权 $\overline{p}_i$,且在不同的迭代次数中不同。为了防止权函数的分母为0,需要给距离 d_i 加上一个小的正数 ε,则等价权初始值 p_i 的定义式(7-9)可修改为:

$$p_i = 1/(d_i + \varepsilon) \tag{7-13}$$

经过 n 次迭代后，p 点的推值深度基本稳定，由于 p 点的实际深度 z_p^0 并未参与计算，则预报残差可表达为：

$$\Delta z = \hat{z}_p - z_p^0 \tag{7-14}$$

则点 p 的粗差检验标准为：

$$\Delta z \leqslant kk\sqrt{\hat{\sigma}_p^2 + m_p^2} \tag{7-15}$$

式中，$kk = 2$ 或3，视异常深度的确定标准而定；$\hat{\sigma}_p$ 为推值均方差；m_p 为观测中误差，可根据多波束的测深精度指标确定，

$$m_p = \pm 3(\hat{z}_p)/1\ 000 \tag{7-16}$$

经第 k 次迭代后，若点 i 存在较大偏差 v_i，则会产生较大的 v_i'，将 v_i' 代入式(7-10)，将会产生一个较小的等价权 $\bar{p}_i$ 或者零权。换句话说，该点深度在推值中的作用将会大大降低或被拒绝，这便是抗差 M 估计滤波的核心。数据处理中，以下几个问题是比较关键的。

1. 初值的确定

式(7-12) 的迭代计算中需要解决 $\hat{z}$ 的初值问题。由于加权平均抗差模型中的观测量仅为深度 z，属于一维抗差估计，因而可将深度观测序列的中数作为初始值。即

$$\hat{z} = \text{med}\{\,|z_i|\,\} \tag{7-17}$$

由此得到的初值，其最高崩溃污染率不会大于 50%，可保证后续迭代解的抗差性。

2. 单位权中误差的确定

由于多波束的测点密度非常大，靠近被检测点的测点权 p_i 很大，可能导致 $\hat{\sigma}_i$ 很小，这就意味着 v_i' 可能很大而被式(7-10) 中的等价权法则拒绝，这同该点扮演的实际角色不符。主要是由于式(7-13) 的定权原则所致，但该原则对于加权内插又是必须的。为了解决这个问题，下面给出一种新的中误差确定方法，即将式(7-11) 变形为：

$$\hat{\sigma}_i^k = \text{med}(\{\,|v_i^k|\,\})/0.674\ 5 \tag{7-18}$$

这样，p_i 对中误差不再产生影响，中误差在整个迭代计算中表现得相当稳定(见图 7-5)。

7.5.2 滤波实践及分析

为了验证该方法的正确性，本文根据 RESON 公司提供的 Seabat 8101 多波束数据，从中选取 1m × 1m 范围的实验数据，采用方法 1(式(7-11)) 和方法 2(式(7-18)) 两种确定中误差的方法进行抗差滤波，对所得的测点残差(残差 1、残差 2)

进行比较。实验采用三种方案，方案 1：对原始数据进行滤波（见表 7-1）；方案 2：对点 4、8、15、25、30 的深度值加入 $4m_p$ 误差进行滤波；方案 3：对点 4、8、15、25、30 的深度值加入 $4m_p$ 误差，点 10、20 的深度值加入 $10m_p$ 误差进行滤波。滤波结果见图 7-5、图 7-6（图中（a）、（b）、（c）是分别采用方案 1、2、3 所得的残差曲线）。

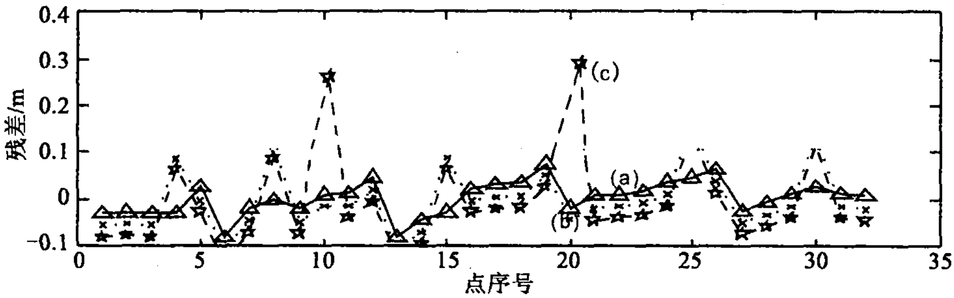


图 7-5　采用抗差滤波方法 1 所得的残差比较

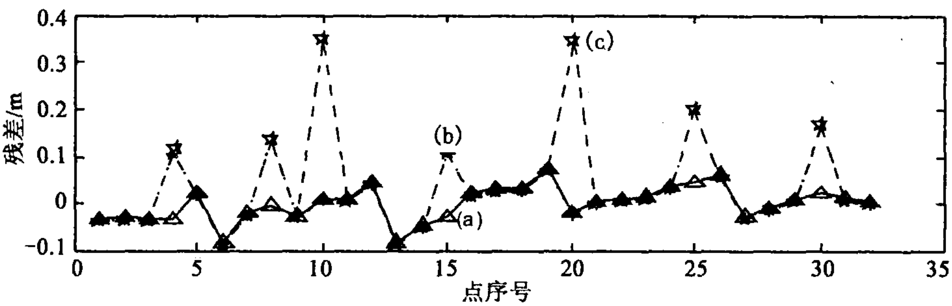


图 7-6　采用抗差滤波方法 2 所得的残差比较

实验结果表明：

（1）基于 *M* 估计的抗差滤波法能够根据残差的大小有效地发现粗差。

（2）残差的大小基本上反映了测点误差的大小。

（3）一般情况下，方法 1 同方法 2 确定的残差基本一致，这也证明了方法 2 的正确性。

（4）在有粗差的情况下，方法 2 较方法 1 更能有效地发现粗差。

（5）基于 *M* 估计的抗差滤波，从被检测点邻域获取正确的观测数据，不正确或带有粗差的观测数据被拒绝，因此能够在局域内正确地反映出被检测点的数据质量，它较趋势面法更能客观地发现和剔除粗差，对粗差更敏感。

表 7-1 （实验方案 1）两种方法滤波所得的残差比较

点号	残差 1/m	残差 2/m	点号	残差 1/m	残差 2/m	点号	残差 1/m	残差 2/m
1	-0.030 1	-0.031 4	12	0.045 9	0.044 6	23	0.016 9	0.015 6
2	-0.028 1	-0.029 4	13	-0.080 1	-0.081 4	24	0.036 9	0.035 6
3	-0.030 1	-0.031 4	14	-0.044 1	-0.045 4	25	0.045 9	0.044 6
4	-0.030 1	-0.031 4	15	-0.028 1	-0.029 4	26	0.062 9	0.061 6
5	0.023 9	0.022 6	16	0.022 9	0.021 6	27	-0.024 1	-0.025 4
6	-0.080 1	-0.081 4	17	0.030 9	0.029 6	28	-0.007 1	-0.008 4
7	-0.019 1	-0.020 4	18	0.032 9	0.031 6	29	0.010 9	0.009 6
8	-0.002 1	-0.003 4	19	0.075 9	0.074 6	30	0.023 9	0.022 6
9	-0.023 1	-0.024 4	20	-0.018 1	-0.019 4	31	0.011 9	0.010 6
10	0.009 9	0.008 6	21	0.004 9	0.003 6	32	0.004 9	0.003 6
11	0.010 9	0.009 6	22	0.009 9	0.008 6			

趋势面法和基于 M 估计的抗差滤波法仅解决了粗差的消除问题，而对测深数据中的系统误差却无能为力。为了进一步改善测点深度数据的质量，消除或削弱系统误差的影响，本文给出了两步滤波法和半参数法，以解决深度数据中的系统误差问题。

7.6 两步滤波法

船姿和声速等对深度的影响随着入射角的增大而增大，呈现系统性，其影响在边缘波束尤其显著，从而导致相邻条带重叠区深度数据不匹配，地形图中等深线变化异常。两步滤波法是解决这个问题的一种简单方法（黄谟涛，2000；赵建虎，2000）。

7.6.1 两步滤波法的基本思想

设 k、$k+1$ 为两个相邻条带，重叠区内重合点 $p^{k/k+1}$ 的实际深度为 z_{p0}，在两个条带中的实测深度为 z_p^k、z_p^{k+1}，其系统误差和偶然误差分别为 Δ_p^k 和 Δ_p^{k+1}、v_p^k 和 v_p^{k+1}，则实际深度 z_{p0} 可表达为：

$$z_{p0} = z_p^k + \Delta_p^k + v_p^k = z_p^{k+1} + \Delta_p^{k+1} + v_p^{k+1}$$

建立误差方程：

$$\begin{aligned} v_p^{k+1} - v_p^k &= -\Delta_p^{k+1} + \Delta_p^k - (z_p^{k+1} - z_p^k) \\ &= -f_p^{k+1}(x,y) + f_p^k(x,y) - (z_p^{k+1} - z_p^k) \end{aligned} \tag{7-19}$$

式中，$f(x,y)$ 是表示系统误差的多项式函数。其矩阵形式为：

$$\boldsymbol{V}^{k/k+1} = \boldsymbol{B}^{k/k+1}\boldsymbol{X}^{k/k+1} + \boldsymbol{l}^{k/k+1} \tag{7-20}$$

式中，$\boldsymbol{V}$ 为由 v^k 和 v^{k+1} 偶然误差改正数组成的向量；$\boldsymbol{X}$ 是由 $f(x,y)$ 系数组成的待求参数向量；$\boldsymbol{B}$ 为系数矩阵；$\boldsymbol{l}$ 为相邻条带的深度不符值向量；$k/k+1$ 为 k 和 $k+1$ 条带之间的相关值。由于 $\boldsymbol{l}$ 为相对量，平差仅能得到参量的相对变化量，因此误差方程的法方程式是奇异的。为了获得绝对参量值，下面给出一种近似方法，其基本思想是将相邻条带数据的融合问题分两步处理，首先采用条件平差法对相邻条带的重合点进行平差处理；再根据式(7-20) 获得条带内系统误差的表达式 $f(x,y)$，确定并消除系统误差的影响，即两步滤波法。

令 $v\Delta^{k+1} = v^{k+1} + \Delta^{k+1}$，$v\Delta^k = v^k + \Delta^k$，变形式(7-19)，则第一步滤波的条件平差模型为：

$$\boldsymbol{A\delta} - \boldsymbol{l} = 0 \tag{7-21}$$

式中，$\boldsymbol{\delta} = [v\Delta^{k+1}\ v\Delta^k]^{\mathrm{T}}$；$\boldsymbol{l}$ 仍为重叠点的深度不符值；$\boldsymbol{A}$ 是由 1 和 −1 组成的系数阵，其解为：

$$\begin{aligned} \boldsymbol{\delta} &= \boldsymbol{QA}^{\mathrm{T}}(\boldsymbol{AQA}^{\mathrm{T}})^{-1}\boldsymbol{l} \\ \boldsymbol{Q}_\delta &= \boldsymbol{QA}^{\mathrm{T}}(\boldsymbol{AQA}^{\mathrm{T}})^{-1}\boldsymbol{AQ} \end{aligned} \tag{7-22}$$

根据现代平差理论（黄维彬，1992），第二步滤波将 $v\Delta^k$ 视为新的观测量 $l^k = v\Delta^k$，建立类似式(7-20) 的误差方程，解算第 k 条带深度数据中系统误差 $\Delta^k = f^k(x,y)$ 的模型系数。其误差方程为：

$$\boldsymbol{V}^k = \boldsymbol{B}^k\boldsymbol{X}^k - \boldsymbol{l}^k \tag{7-23}$$

设 $\boldsymbol{P}$ 为根据式(7-22) 确定的 $v\Delta^k$ 的权阵，在 $[\boldsymbol{V}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{PV}] = \min$ 下，$f^k(x,y)$ 系数项的参数解为：

$$\boldsymbol{X}^k = ((\boldsymbol{B}^k)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}^k\boldsymbol{B}^k)^{-1}(\boldsymbol{B}^k)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}^k\boldsymbol{l}^k \tag{7-24}$$

同样，令 $\boldsymbol{l}^{k+1} = v\Delta^{k+1}$，可获得第 $k+1$ 条带 $f^{k+1}(x,y)$ 系数项的解。利用 $f^{k+1}(x,y)$ 和 $f^k(x,y)$ 计算各自条带深度的系统误差，并从实测深度中消除系统误差的影响，获得深度的或然值：

$$z_0' = z - f(x,y) \tag{7-25}$$

7.6.2　滤波实践及分析

根据 RESON 公司提供的 Seabat8101 NE 和 WS 两个条带的多波束数据，利用上述方法对其重叠区的深度数据进行滤波。图 7-7 是根据 CARIS 商用后处理软件处理过的两个条带的局域三维图和等深线图。从图可以看出，尽管经过各项

改正，但重叠区深度不匹配问题依然突出(见图 7-7(c))。

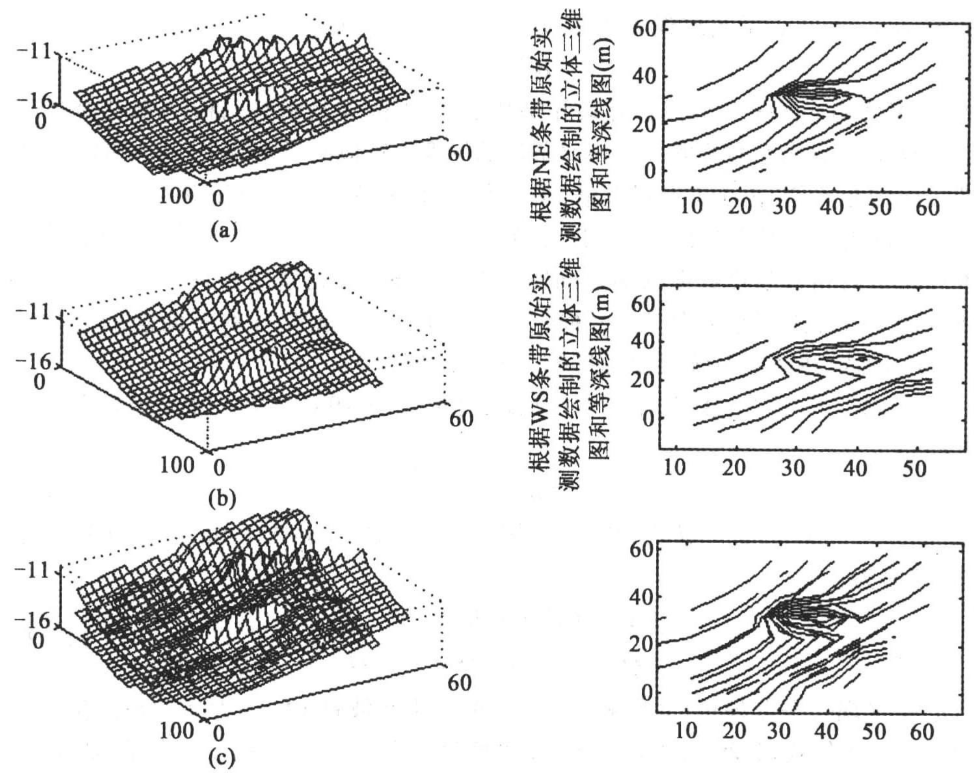
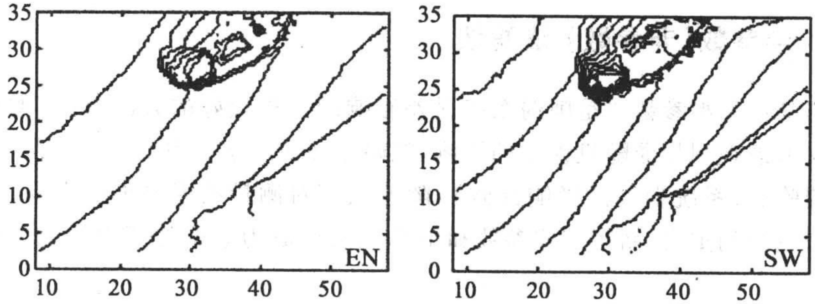


图 7-7　条带重叠区深度数据的不匹配现象

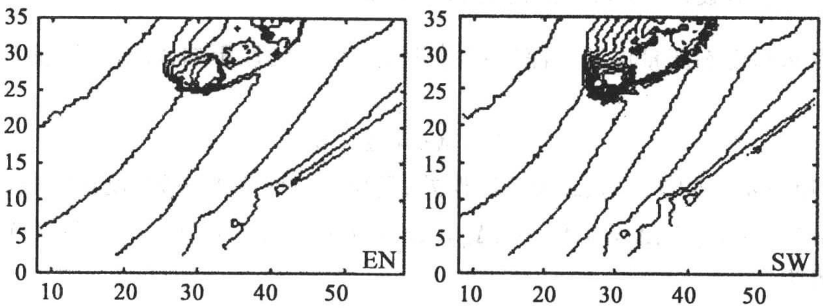
从滤波前后重叠区等深线分布(图 7-8)来看，滤波前，两个条带等深线分布的不一致问题(图 7-8(a))在滤波后等深线图中基本反映不出来(图 7-8(b))，且滤波后的等深线比较光滑，分布更加合理，条带重叠区深度数据的不匹配问题也得到了很好的解决，从而证明了该方法的正确性。

7.6.3　显著性分析

上述数据处理方法虽然消除了重叠区数据的不匹配问题，但根据平差理论，只有当观测量与模型参数存在较强的统计相关性时，由此得到的补偿参数才具有意义，否则，平差结果将不适当的观测白噪声当作系统偏差处理，尽管可能表面上消除了深度数据的不匹配现象，但实际上可能导致处理后的地形结果产生扭曲和变形，降低了成果质量。为此，在两步平差处理后，有必要对上述误差补偿



(a) 利用原始数据绘制的重叠区等深线图



(b) 平差处理后所得重叠区等深线图

图 7-8　滤波前后重叠区等深线的比较

方程的应用效果进行显著性分析，确保平差结果的可靠性。

设 m 为重叠点个数，l_i 为重叠点深度不符值，$\hat{l}_i$ 为系统误差补偿量，则

$$Q = \sum_{i=1}^{m}(l_i - \bar{l})^2 = Q_1 + Q_2 = \sum_{i=1}^{m}(\hat{l}_i - \bar{l})^2 + \sum_{i=1}^{m}(l_i - \hat{l}_i)^2, \bar{l} = \frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m} l_i \tag{7-26}$$

式中，Q 为总偏差平方和；Q_1 为补偿偏差平方和；Q_2 为剩余误差平方和。若 Q 与 Q_2 的比值愈大，愈能说明补偿模型可靠；反之，可靠性较差。根据 F 检验，若待求参数的个数为 n，可构造如下统计量（李庆海，1982）：

$$F = \frac{Q/n}{Q_2/(m-n-1)} \tag{7-27}$$

则给定显著水平 α 的显著性检验为：

$$\begin{array}{ll} \text{显著：} & F > F(\alpha) \\ \text{不显著：} & F \leqslant F(\alpha) \end{array} \tag{7-28}$$

对算例中的平差结果进行显著性分析,证明其结果是可信的。

7.7 半参数(非参数)法滤波

非参数和半参数法是削弱系统误差影响的一种较好的方法。传统的最小二乘法仅考虑观测量受随机误差的影响,忽略了系统误差的作用(一般认为,仪器严格校验后,系统误差的影响甚微)。随着人们对测量精度要求的提高,系统误差越来越受到重视,新兴的非参数和半参数法也成为数据处理中研究的热门课题。

7.7.1 半参数(非参数)法削弱系统误差的基本思想

声速和姿态测量误差对深度观测量会产生系统性影响$\boldsymbol{\Delta}$,则观测量$\boldsymbol{l}$可表达为:

$$\boldsymbol{l} = \boldsymbol{A}\boldsymbol{x} + \boldsymbol{\Delta} + \boldsymbol{n} \tag{7-29}$$

式中,噪声$\boldsymbol{n} \sim N(0,\sigma^2)$;$\boldsymbol{\Delta}$为系统误差,是位置或时间的函数。设正定权阵$\boldsymbol{P}_n = \mathrm{diag}(\sigma_1^{-2},\cdots,\sigma_m^{-2})$,$\boldsymbol{\Delta} = (\Delta_1,\cdots,\Delta_m)^{\mathrm{T}}$,$\boldsymbol{n} = (\boldsymbol{n}_1,\cdots,\boldsymbol{n}_m)^{\mathrm{T}}$,$\boldsymbol{l} = (l_1,\cdots,l_m)^{\mathrm{T}}$,则其法方程为:

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n\boldsymbol{A} & \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n \\ \boldsymbol{P}_n\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}} & \boldsymbol{P}_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \boldsymbol{x} \\ \boldsymbol{\Delta} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n\boldsymbol{l} \\ \boldsymbol{P}_n\boldsymbol{l} \end{bmatrix}$$

由于法方程为半正定的,因而是奇异的,如果不给定任何约束条件,则无法得到$\boldsymbol{\Delta}$和$\boldsymbol{n}$的确定估值。根据 Beat Fisher and Markus Hegland(1999)的观点,在最小二乘法则上附加惩罚项$\alpha\boldsymbol{\Delta}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{R}\boldsymbol{\Delta}$,可获得参数的唯一确定解。新的法则为:

$$\alpha \cdot \boldsymbol{\Delta}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{R}\boldsymbol{\Delta} + \boldsymbol{n}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n\boldsymbol{n} = \min \tag{7-30}$$

式中,α为规则化参数或平滑参数;$\boldsymbol{R}$为规则化器。上式的矩阵形式为:

$$\alpha \cdot \left([\boldsymbol{x}^{\mathrm{T}} \quad \boldsymbol{\Delta}^{\mathrm{T}}] \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & \boldsymbol{R} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \boldsymbol{x} \\ \boldsymbol{\Delta} \end{bmatrix} \right) + \left([\boldsymbol{A} \quad \boldsymbol{I}] \begin{bmatrix} \boldsymbol{x} \\ \boldsymbol{\Delta} \end{bmatrix} - \boldsymbol{l} \right)^{\mathrm{T}} \boldsymbol{P}_n \left([\boldsymbol{A} \quad \boldsymbol{I}] \begin{bmatrix} \boldsymbol{x} \\ \boldsymbol{\Delta} \end{bmatrix} - \boldsymbol{l} \right) = \min$$

则法方程变为:

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n\boldsymbol{A} & \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n \\ \boldsymbol{P}_n\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}} & \boldsymbol{P}_n + \alpha\boldsymbol{R} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \boldsymbol{x} \\ \boldsymbol{\Delta} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{P}_n\boldsymbol{l} \\ \boldsymbol{P}_n\boldsymbol{l} \end{bmatrix}$$

其解为:

$$\begin{bmatrix} \hat{\boldsymbol{x}} \\ \hat{\boldsymbol{\Delta}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{A})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{l} \\ (\boldsymbol{P}_n + \alpha\boldsymbol{R})^{-1}\boldsymbol{P}_n(\boldsymbol{I} - \boldsymbol{A}\hat{\boldsymbol{x}}) \end{bmatrix}$$

$$\boldsymbol{D}^{-1} = \boldsymbol{P}_n(\boldsymbol{I} - (\boldsymbol{P}_n + \alpha\boldsymbol{R})^{-1}\boldsymbol{P}_n)$$

另外一种解为：

$$\begin{cases} \boldsymbol{D} = \boldsymbol{P}_n + \dfrac{1}{\alpha}\boldsymbol{R}^{-1} \\ \boldsymbol{N} = \boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{A} \\ \hat{\boldsymbol{x}} = \boldsymbol{N}^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{l} \\ \hat{\boldsymbol{\Delta}} = \dfrac{1}{\alpha}\boldsymbol{R}^{-1}\boldsymbol{D}^{-1}(\boldsymbol{l} - \boldsymbol{A}\hat{\boldsymbol{x}}) \\ \hat{\boldsymbol{n}} = \boldsymbol{P}_n^{-1}\boldsymbol{D}^{-1}(\boldsymbol{l} - \boldsymbol{A}\hat{\boldsymbol{x}}) \end{cases} \tag{7-31}$$

半参数和非参数的区别在于系数阵 $\boldsymbol{A}$，若 $\boldsymbol{A} = 0$，则称为非参数估计；否则，称为半参数估计。根据多波束深度计算的误差来源，若以深度真误差 $\boldsymbol{l} = z - \hat{z}$（$z$ 为深度观测值，$\hat{z}$ 为其真值）为观测量，系统误差为 $\boldsymbol{\Delta}$，观测噪声为 $\boldsymbol{n}$，则观测方程式(7-29)变为：

$$\boldsymbol{l} = z - \hat{z} = \boldsymbol{\Delta} + \boldsymbol{n} \tag{7-32}$$

根据式(7-31)和式(7-32)，则参数的解为：

$$\begin{cases} \boldsymbol{D} = \boldsymbol{P}_n^{-1} + \dfrac{1}{\alpha}\boldsymbol{R}^{-1} \\ \hat{\boldsymbol{\Delta}} = \dfrac{1}{\alpha}\boldsymbol{R}^{-1}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{l} \\ \hat{\boldsymbol{n}} = \boldsymbol{P}_n^{-1}\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{l} \end{cases} \tag{7-33}$$

7.7.2　深度数据中系统误差的组成

从上述计算模型来看，只要深度的观测权能够准确给定，系统误差 $\boldsymbol{\Delta}$ 的确定过程是比较简单和容易的。但半参数（非参数）法的核心并不在这里，而是：

（1）根据系统误差各贡献成分的特点，对系统误差 $\boldsymbol{\Delta}$ 进行分解；

（2）分析各贡献成分在总系统误差中所占的比重，结合测点位置确定各成分的量值与位置的函数关系，并根据该关系计算其他测点相应成分的量值；

（3）将各成分的量值求和，计算出待插点的系统误差，并将之从深度中消除。

上述消除系统误差的过程难点在于第 1 点和第 2 点。

若动态传感器和声速剖面仪严格校验，可认为姿态和声速采样参数仅受偶然误差的影响，考虑环境的复杂性，声速还受声速断面代表性误差的影响。取横、纵摇 r、p 为6°，其测量误差 $\mathrm{d}r$、$\mathrm{d}p$ 均为0.1°，根据声速断面代表性误差的讨论，取声速测量误差为 0.2m/s。结合实际测量数据，取波束入射角为 60° 时，计算出声速和姿态引起的深度系统误差 Δ_{ssp} 和 Δ_{Ma}（见表 7-2）。

表 7-2　　声速和姿态测量误差对深度的影响 /m

深度	Δ_{ssp}	Δ_{Ma}	深度	Δ_{ssp}	Δ_{Ma}	深度	Δ_{ssp}	Δ_{Ma}	深度	Δ_{ssp}	Δ_{Ma}
50	0.05	0.09	400	0.40	0.76	1000	1.00	1.90	4000	4.00	7.59
100	0.10	0.19	500	0.50	0.95	1500	1.50	2.85	5000	5.00	9.49
150	0.15	0.28	600	0.60	1.14	2000	2.00	3.80	10000	10.01	18.98
200	0.20	0.38	700	0.70	1.33	2500	2.50	4.75			
300	0.30	0.57	800	0.80	1.52	3000	3.00	5.69			

注：$\Delta \approx \Delta_{ssp} + \Delta_{Ma}$。

对表 7-2 中数据进行统计发现，Δ_{Ma} 和 Δ_{ssp} 在 Δ 中所占的份额分别为65.5%和 34.5%。根据该比例关系、参与计算点的平面位置以及根据式(7-33) 得到的系统误差 Δ，可建立如下函数关系：

$$\begin{aligned} \Delta_{ssp} &= f_{ssp}(x,y) \\ &= a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2 \\ \Delta_{Ma} &= f_{Ma}(x,y) \\ &= b_0 + b_1x + b_2y + b_3xy + b_4x^2 + b_5y^2 \end{aligned} \tag{7-34}$$

将待插点的点位(x,y) 代入上式，计算待插点的 Δ_{ssp} 和 Δ_{Ma}，进而计算深度的或然值：

$$\begin{aligned} \hat{z} &= z - (\Delta_{ssp} + \Delta_{Ma}) \\ &= z - (f_{ssp}(x,y) + f_{Ma}(x,y)) \end{aligned} \tag{7-35}$$

需要说明的是，上述关系的建立是在剔除深度数据粗差的基础上的。

7.7.3　规则化器 R 和规则化参数 α 的确定

根据 Beat Fisher(1999) 的观点，对于一维的情况，选择一个矩阵 $\boldsymbol{G}(p \times m$ 维)，设定 $\boldsymbol{R}$ 为：

$$\boldsymbol{R} = \boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{G} \tag{7-36}$$

将对称半正定阵 $\boldsymbol{R}$ 进行 Cholesky 分解，设 $\boldsymbol{A}$ 为由 $\boldsymbol{R}$ 对角线上的特征值组成的对角阵，则

$$\boldsymbol{R} = \boldsymbol{Q}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{A}\boldsymbol{Q}, \quad \boldsymbol{A} = \boldsymbol{A}^{1/2}\boldsymbol{A}^{1/2} \tag{7-37}$$

则

$$\boldsymbol{G} = \boldsymbol{A}^{1/2}\boldsymbol{Q}$$

在实际应用中，为了提高函数估计的平滑度，在一维情况下，$\boldsymbol{G}$ 通常被定义为一个$(m-1) \times m$ 维离散微分矩阵($\mathrm{V_{ARAH}}$，1979)：

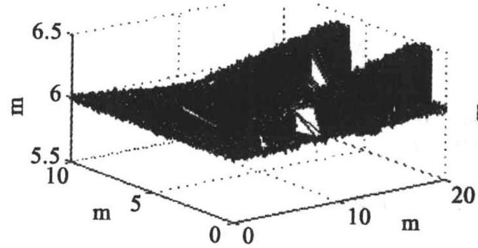
$$G = \begin{bmatrix} -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \ddots & & \\ & & & -1 & 1 \end{bmatrix}$$

对于包含常值的参量模型，会出现 $Ge = 0$ 的情况（$e = [1, \cdots, 1]^{T}$，是矩阵 A 的常值列向量），解决该问题的方法是增加一个约束条件 $\sum_{i=1}^{m} \Delta_i = 0$，则修改后的规则化器 R 可表达为：

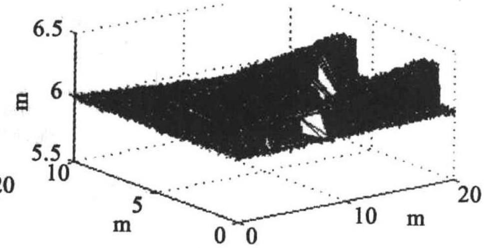
$$R = \begin{bmatrix} G \\ \gamma e^{T} \end{bmatrix}^{T} \begin{bmatrix} G \\ \gamma e^{T} \end{bmatrix} = G^{T}G + \gamma^{2} e e^{T} \tag{7-38}$$

从式(7-38) 可以看出，附加项 ee^{T} 和拉格朗日因子 γ^2 被引入式(7-30) 法则中。

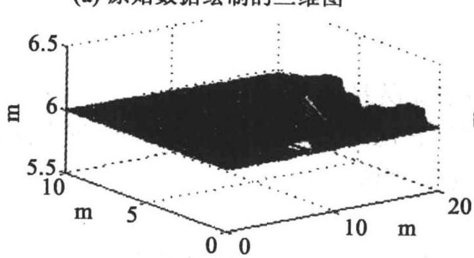
根据式(7-30)，在保证 $\alpha\Delta^{T}R\Delta$、$n^{T}P_{n}n$ 两项和最小的情况下，α 在整个法则中扮演着平衡 $\Delta^{T}R\Delta$ 和 $n^{T}P_{n}n$ 大小的作用，因此，α 对滤波效果起着十分重要的作用（见图 7-9）。图中，深度 $h = 6 + 10(h' - 6)$，h' 为实测深度；x 和 y 缩小 10 倍。由图 7-9 中可以看出，α 值较小时，滤波效果比较好。可解释为，α 较小，Δ 的作用被降低，当已知深度点分布均匀且数量较多时，近似等价于用一个已知的地形曲面来纠正实测的地形曲面；当已知深度点数量较少，地形变化复杂，α 尽管较小，但滤波效果也不一定理想。可见，α 过大或过小，对系统误差的削弱都是不利的。



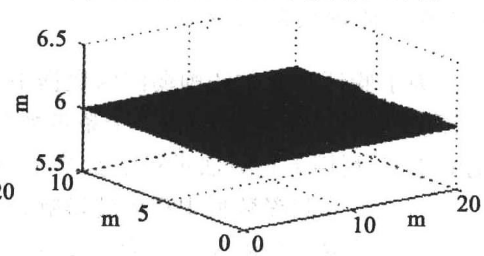
(a) 原始数据绘制的三维图



(b) 规则化参数为0.6时绘制的三维图



(c) 规则化参数为0.06时绘制的三维图



(d) 规则化参数为0.006时绘制的三维图

图 7-9　规则化参数 α 对滤波效果的影响

根据 H_{ANSEN}(1992) 的观点，α 可通过 L 波法确定，L 波法通过构造关于 α 的信号法则图来确定 α 值。根据式(7-30)，$\boldsymbol{\Delta}$ 和 $\boldsymbol{n}$ 的信号法则 $\boldsymbol{\Delta}(\alpha)$ 和 $\boldsymbol{n}(\alpha)$ 分别为：

$$\boldsymbol{\Delta}(\alpha) = \hat{\boldsymbol{\Delta}}^{\mathrm{T}}(\alpha)\boldsymbol{R}\hat{\boldsymbol{\Delta}}(\alpha) \quad \text{(a)}$$

$$\boldsymbol{n}(\alpha) = \hat{\boldsymbol{n}}^{\mathrm{T}}(\alpha)\boldsymbol{P}_n\hat{\boldsymbol{n}}(\alpha) \quad \text{(b)}$$

根据 α 的平衡作用，α 为某一定值时，$\boldsymbol{\Delta}(\alpha)$ 和 $\boldsymbol{n}(\alpha)$ 应该分别处于一个量值交换时刻，根据 L 波思想，这时的 α 便是需要寻找的规则化参数。L 波法确定规则化参数具有计算简单、过程直观等优点。

根据图 7-9 中的数据，在 $\boldsymbol{R}$ 确定后，利用 L 波法，便可确定 α。从图 7-10 可以看出，在 $0 < \alpha < 0.06$ 区间时，噪声的作用占主要；$\alpha > 0.06$ 时，曲线变化平缓，系统误差(信号) 作用占主要。因而 $\alpha = 0.06$ 实则为噪声与信号的转换点，在保证式(7-30) 左边两项和最小的情况下，0.06 为要确定的规则化参数 α 的值。就实际滤波效果来看(图 7-9)，$\alpha = 0.06$ 时的滤波效果是比较理想的。

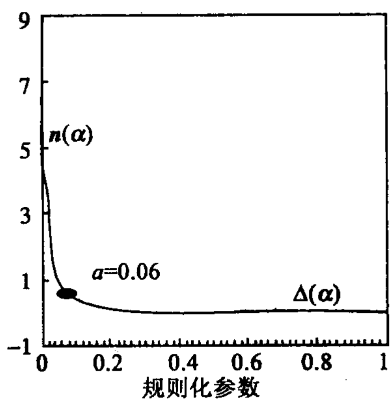


图 7-10　α 的影响及其确定

7.7.4　滤波实践及分析

为了验证半参数法削弱测深数据中系统误差的有效性，本章对 Simrad 公司在深度为 6m 实验场实测的一个条带数据(长度为 100m，宽度为 200m，测点间隔为 0.1m) 利用上述方法进行了滤波。数据处理流程为：

(1) 消除测深数据中粗差的影响；

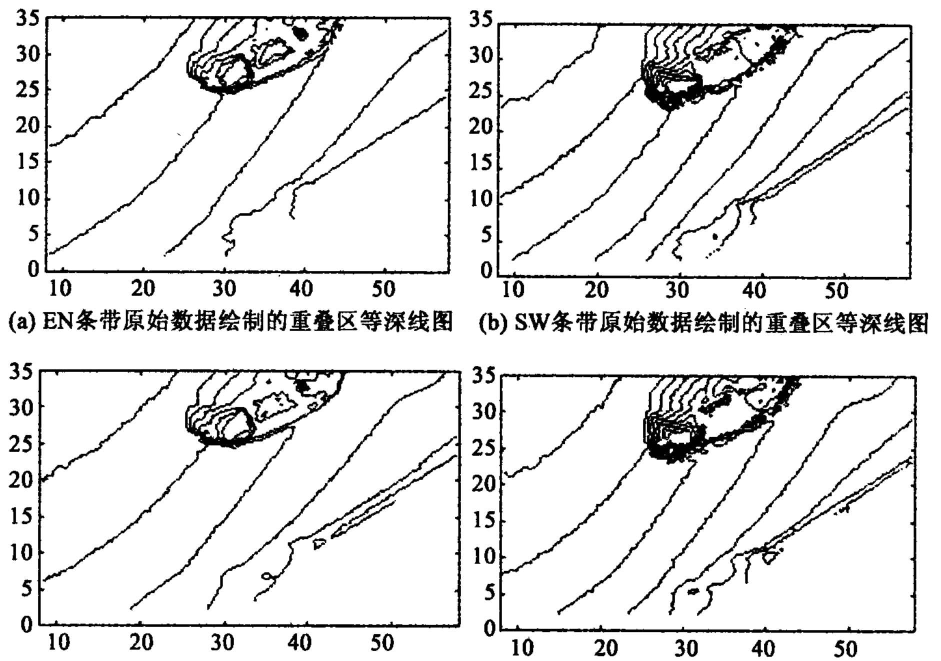
(2) 抽取部分测深点作为已知点，根据式(7-32) 建立相应的数学模型；

(3) 采用式(7-33) 解算系统误差 $\boldsymbol{\Delta}$ 和随机误差 $\boldsymbol{n}$。$\boldsymbol{R}$ 根据式(7-36) 确定，α 通过 L 波法确定；

(4) 根据表 7-2 得到的结论，对 Δ 进行分解，并确定函数 $f_{ssp}(x,y)$ 和 $f_{Ma}(x,y)$；

(5) 将待插点坐标代入 $f_{ssp}(x,y)$ 和 $f_{Ma}(x,y)$，确定 Δ_{Ma} 和 Δ_{ssp}，并利用式 (7-35) 得到 $\hat{z}$。

图 7-11(a) 和图 7-11(c) 为滤波前后该地区的 DTM 图，比较可以看出，滤波效果是比较明显的。



(a) EN条带原始数据绘制的重叠区等深线图　(b) SW条带原始数据绘制的重叠区等深线图

(c) 滤波后的EN条带数据绘制的重叠区等深线图　(c) 滤波后的SW条带数据绘制的重叠区等深线图

图 7-11　半参数法滤波前后条带重叠区的等深线图

将上述方法应用于 RESON 公司提供的相邻两个条带重叠区的深度数据滤波中，比较滤波前后等深线的分布(图 7-11) 不难发现，滤波后，在同一个条带内，等深线分布更加合理、平滑；同时条带重叠区深度的不匹配问题也得到了很好的解决。

由于两个条带的测深数据处理采用同一种方法，且分别进行，重叠区深度数据不匹配问题的消除(或很大程度上的削弱) 更加验证了这种方法的正确性。

需指出的是，在使用半参数法（或非参数法）削弱系统误差时，要注意以下几点：

（1）半参数（非参数）法需在剔除粗差影响后进行，即深度数据仅受系统误差和随机误差的影响。

（2）半参数（非参数）法确定系统误差的关键在于确定规则化器 $\boldsymbol{R}$ 和规则化参数 α，以及对系统误差各组成成分的认识和所占份额的了解。

（3）另外一个影响确定系统误差的因素是系统误差各组成成分关于位置的函数模型 $\Delta = f(x,y)$ 给定的是否合适，$f(x,y)$ 的准确性主要取决于模型确定的是否合适、数据处理区域的大小以及地形变化的复杂程度等。

（4）为了提高半参数（非参数）法确定系统误差的精度，建议在地形变化非常复杂的地区附加较多的已知深度数据。

7.8 本章小结

本章系统地分析了影响深度计算的误差来源，并根据其特征进行了误差类型归类，总结了多波束测深数据现有的质量评估方法，在此基础上，对通常采用的交互式滤波和自动滤波进行了分析；鉴于上述两种滤波方法的缺陷，结合深度数据质量评估中的趋势面法，采用趋势面滤波来实现粗差的剔除。然而，趋势面法适合于显著粗差的探测，对小粗差不敏感，鉴于此，本文将抗差 M 估计用于粗差的标定，由于其对被检测点邻域内的观测点具有选择性，加之采用迭代实现推值，因而对于粗差具有较强的探测能力，对小粗差也非常敏感，推值得到的被检测点深度值相对趋势面法更为合理。传统的滤波方法仅考虑了粗差对深度的影响，实际测量中，声速以及声速代表性误差、姿态测量误差对深度数据均有系统性影响，在某些情况下影响较大，为此，本章研究了系统误差的消除问题；根据重叠区深度数据不匹配的特点，提出了一种近似的平差处理方法，即两步滤波法，实现了重叠区深度数据的消融；两步滤波法由于观测量与模型参量的相关性不是非常强，有时表面上解决了深度数据的不匹配问题，但实际上可能导致处理后的地形结果产生扭曲或变形，降低了成果质量，因此，需要对平差后的结果进行显著性分析。为了真实反映系统误差的影响，本章将半参数（非参数）法用于深度数据中系统误差的确定，结合声速和姿态测量误差对系统误差贡献份额的大小，根据在已知点上确定的各成分关于位置的函数关系式，在待确定点上计算系统误差，并对之进行消除，获得深度的或然值。上述滤波方法均通过了实践验证，滤波效果比较明显。

参考文献

[1] 赵建虎,刘经南,阳凡林. 多波束测深数据系统误差的削弱方法研究[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2004,29(5):394-397.

[2] 赵建虎. 多波束深度及图像数据处理方法研究[D]. 武汉:武汉大学,2002.

[3] 阳凡林,刘经南,赵建虎. 多波束测深数据的异常检测和滤波[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2004,29(1):80-83.

[4] 何义斌,吴书帮,谢洪燕,等. 多波束异常测深数据检测方法实践[J]. 测绘科学,2004,29(1):50-52.

[5] 陈非凡. 多波束条带测深仪的动态测量误差评估[J]. 海洋技术,1999,18(1):42-45.

[6] 吴自银,金翔龙,郑玉龙,等. 多波束测深边缘波束误差的综合校正[J]. 海洋学报:中文版,2005(4):90-96.

[7] 朱庆,李德仁. 多波束测深数据的误差分析与处理[J]. 武汉测绘科技大学学报,1998,23(1):43-46.

[8] 黄谟涛,翟国君,王瑞,等. 海洋测量异常数据的检测[J]. 测绘学报,1999,28(3):269-277.

[9] 丁继盛,张卫红. 声速断面对多波束测深误差的影响[J]. 海洋测绘,1998(3):15-19.

[10] 赵建虎,刘经南. 精密多波束测深系统位置修正方法研究[J]. 武汉大学学报:信息科学版,2002,27(5):473-477.

[11] 周江文,杨元喜,欧吉坤. 抗差估计论文集[M]. 北京:测绘出版社,1992.

[12] Green P J. Penalised Likelihood for General Semi-parametric Regression Model[J]. International Statistical Review, 1998,53:245-269.

[13] Ware C, Knight W, Wells D. Memory Intensive Satistical Algorithms for Multibeam Bathymetric Data[J]. Computers and Geosciences,1991,17(7):985-993.

[14] Besel P J, Jain R C. Segmentation Through Variable-order Surface Fitting[J]. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 1988, 10(2):167-192.

第8章　基于随机软件的多波束测深数据处理

8.1　国内外主要多波束数据处理软件

国内的多波束系统多是引进国外公司的产品，其绝大多数数据处理和成图软件都是该公司针对其多波束系统开发的，一般在引进多波束系统的同时，也引进了与该公司多波束系统配套的数据处理和成图软件。由于随机软件多局限于本系统的数据格式，国内外一些公司或机构也开发了适用于不同数据格式的多波束通用数据处理软件。下面简要地介绍 Neptune、SeeView 和 CARISE 3 个国外软件及国内软件 MBchart。

1. Neptune 多波束系统后处理软件

Neptune 多波束系统后处理软件是 Simrad 公司开发的，主要针对该公司 EM 系列多波束系统的后处理软件 ，有 UNIX 和 Windows 版本。Neptune 软件主要是对外业采集的数据进行处理，处理的对象包括定位、水深、水位、吃水、姿态、声速等内容，并对数据进行清理、剔除质量差的数据。

Neptune 软件的主要功能有：

（1）利用定位处理模块（Pos Proc）对定位资料进行处理，包括对其他传感器的定位资料处理；

（2）利用深度处理模块（depth processing）对数据进行吃水和水位改正；

（3）利用校准模块（calibrate）对横摇（roll）、纵摇（pitch）及时间延迟进行补偿；

（4）利用数据清理模块（binstat）对数据进行清理，以标定或消除不合格波束；

（5）显示海底水深地形图，并输出图形成果。

该软件采用人机界面系统，易于操作，是一套先进的功能强大的多波束数据处理软件。

2. SeaView 后处理软件

SeaView 是 SeaBeam 公司的后处理系统。SeaView 主要由 MBsystem、GMT（generic mapping tollkit）、netCDF、Motif、GNU 等部分组成，具有强大的数

据后期处理、整合和图件绘制功能，适用于 SGI 工作站的 IRIX 操作系统、Sun 工作站的 SunOS4.1 或 Solaris 系统或 HP 工作站，在 PC 机的 Lynx 系统、Windows、LINUX 操作系统也可进行相应的运算，操作过程简洁，图形文件以 Post Scripts 语言输出。其中，MB-system 是针对 SeaBeam 多波束系统数据后处理和图形绘制专门开发的应用软件，GMT 是一个通用地学绘图软件包，netCDF、Motif 和 GNU 为程序执行和界面、图形显示提供支持。

MBsystem 用于对多波束系统采集到的测深数据、振幅数值、侧扫图像进行运算、处理、格式转换、信息统计、数据网格化和成图、三维立体显示等操作，它可以支持 20 多种多波束数据格式，与世界上多数多波束测深系统的数据格式兼容，由 29 个应用程序和 10 个宏命令组成，主要应用于以下方面：① 信息统计与列表；② 数据预处理和改正；③ 数据清理与编辑；④ 数据处理及运算；⑤ 各类图件绘制；⑥ 数据文件格式转换；⑦ 声速剖面数据提取与编辑等。

具体工作时，用户可以针对不同的应用目的或数据类型选用相应的应用程序和宏命令。

GMT 是一个通用地学绘图软件包，对于处理二维(X,Y) 或三维(X,Y,Z) 格式的数据文件具有较强的数据运算、格式交换和图件绘制功能，应用极为广泛。GMT 软件包主要包含以下几类应用程序：① 一维、二维数据滤波；② 一维、二维数据绘图；③ 一维、二维数据数值取样；④ 数据转换或部分提取；⑤ 一维、二维数据趋势分析；⑥ 二维网格运算；⑦(X,Y,Z) ASCII 数据网格化；⑧ 投影和地图坐标系转换；⑨ 三维图形绘制。

3. CARIS 后处理软件

CARIS 软件由加拿大 Caris-Universal Systems 公司开发，国内主要应用于 Seabat 系列多波束系统的后处理。CARIS 有 HIPS(水文地理信息系统)、SIPS(侧扫声呐系统) 和 GIS(地理信息系统)，多波束测深后处理主要涉及 HIPS。HIPS 对海量数据的处理有着很高的效率和质量控制能力。HIPS 软件的特点主要体现在内嵌的海洋测量数据清理系统(HDCS) 和整个数据处理流程中的数据可视化模型两个方面，HDCS 是对测深、定位、潮位、姿态等数据进行误差处理，并将各类测量要素信息进行融合的数据处理模块，HDCS 采用科学声线跟踪模型以及严谨的误差处理模型对水深数据进行归算、误差识别与分析，采用半自动数据归算、过滤和分类工具增强人机结合工作效率，把更多的误差改正参数应用到最终的水深数据中，以得到接近理想的精度。

4. 多波束海底地形电子成图系统(MBChart)

在“九五”期间，“863”计划启动了海洋技术方面的研究工作，首期启动了“海洋勘测与资源开发技术”。在“海底地形地貌与地质构造探测技术”课题中，

将多波束技术、成图技术与GIS技术和数据库技术有机结合在微机Windows平台上,开发出具有自主版权的多波束海底地形电子成图系统(MBChart)。该软件能够精细地处理引进的多种多波束原始数据,并在原始数据的基础上快速形成海底数字地面模型,结合环境数据和历史勘测水深数据,进行可视化管理、展示和标准化输出。

8.2 多波束测深数据处理

在多波束测量过程中,由于仪器噪声、海况因素或者多波束系统参数设置不合理,导致测量资料不可避免地存在假信号和不合理的水深,造成虚假地形。为了提高海底地形测量的精度,必须消除假信号,改正不合理水深,因此,必须对实时采集的多波束资料进行数据编辑,剔除假信息,恢复、保留真实信息,得到高精度的水深值。

8.2.1 多波束数据后处理流程

不同的多波束数据后处理软件处理的过程可能存在差异,但基本的流程是相似的。

图8-1给出了一个通常的多波束数据后处理流程,这个流程主要包括如下两大结构模块:

(1) 测线或条带数据处理模块。这个模块主要包括对条带内的各种测量数据的编辑、滤波、有机融合处理以及条带内测量点位的最终获取。

(2) 条带数据的拼接和融合。为了形成一个全测量水域多波束测量的应用,第二步处理将各个条带的测量信息按照测量条带的先后顺序以及位置关系,通过数据的合并、特征提取、融合处理等步骤,最终形成整体水域的成果图。

8.2.2 多波束数据格式转换

一个集成的多波束系统除了多波束本身提供的波束角、时间、水深、反向散射强度、相对位置等数据外,还有辅助设备,如定位系统、船姿运动传感器、罗经和声速剖面仪等提供的数据。此外,还有一些独立记录的数据,如潮汐数据、船的吃水变化等。这些数据大部分是由多波束厂家提供的软件,在数据采集时实时地集成,小部分由第三方提供的软件集成。这些数据在集成时都有转换格式的问题,所以在后处理开始时,必须把外业采集的数据格式转换成内业数据处理软件能够识别的数据格式。目前,一般多波束系统的生产厂家都要向用户推荐自己研制或者第三方开发的数据后处理软件或制图软件,使多波束系统采集的数据与后处理软件有良好的交换接口和兼容的数据格式。所以在进行转换时,要明白后

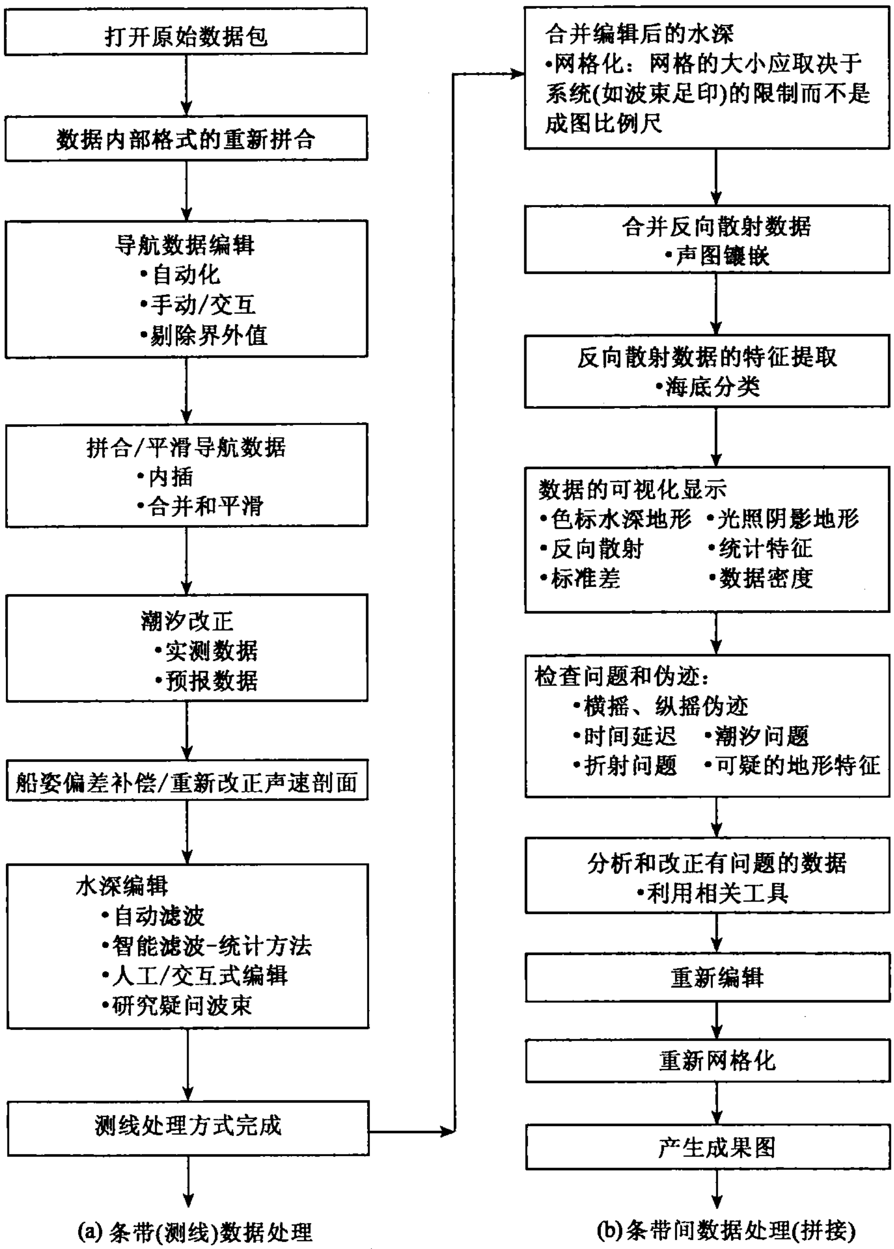


图 8-1　一个通用的多波束数据后处理流程

处理软件能否与采集的数据之间进行格式转换。

8.2.3 水深数据处理

由于多波束的测深数据密度大、测幅间有重叠以及海底地形特征复杂等因素,测深数据的处理工作量大而复杂。一般由经验丰富并对勘测区地形趋势有所了解的专业人员来完成。在测深数据处理中,常用到的一个概念是数据清理(data cleaning),它是指测量或数据处理人员对多波束产生的海底检测数据选择接受或拒绝的处理。多波束测量的底部检测必须由计算机来做,由于各种原因,可能存在着许多误差、界外值和失败的检测,操作者需要检查这些底部检测并作出决定。水深数据处理的主要任务是利用自动清理和人机交互的方式清理错误水深,剔除虚假信息,保留真实信息,主要剔除一些不可能的孤立点、跃点和噪音。

1. 测深数据的自动清理

自多波束出现以来,就有人研究对多波束采集的测深数据进行自动清理的算法,这些算法几乎都是采用统计的方法,将感兴趣的点与相邻波束进行比较来作出接受或者是拒绝。但是每种方法在邻近波束的选择、统计参数的计算和接受准则3个方面均呈现出一定的差异。下面依次比较几种算法来说明这种差异。

1) NOAA的COP方法(Guenther和Green,1982; Herlihy等,1992)

这个方法针对SeaBeam等条带测深数据,考虑每一个返回的波束,并用下面的方法来决定是否接受某个波束:

(1) 邻近值选择。用波束沿航迹方向的时间和垂直航迹方向的距离来选择邻近波束,必须有最小数量的邻近波束存在。

(2) 接受准则。如果存在合适的邻近波束,计算平均值和标准差,所有大于两倍标准差的邻近波束被拒绝。重复这个过程,直到没有邻近波束不符合这个准则为止。

将波束Z_i与被接受的邻近波束的平均值μ_i进行比较,并且必须通过下面的准则:

$$|Z-\mu_i| > \beta + \gamma\mu_i \tag{8-1}$$

式中,$\beta = 10.0$,是个固定值;$\gamma = 1.5\%$。固定值β被认为是由系统的不确定性产生的误差,γ是水深不确定的一个比值。注意到邻近波束的标准差不是用于最后的接受准则中。

2) Ware等的方法(Ware, et al, 1991)

这个方法的目的是鉴别在条带数据覆盖的区域内是否存在相对于区域的平均值特别高的深度标准差。

(1) 统计参数的确定

假设真实的海底表面是光滑连续的，只有相对低的(空间)频率变化，否则，噪声受到相对高的空间频率的约束。用所有可用的条带测深数据计算表面的加权移动平均为：

$$\mu_p = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i w_{ip}}{\sum_{i=1}^{n} w_{ip}} \tag{8-2}$$

这里的权函数 w_{ip} 随距网格节点的距离 d_{ip} 变化，是一个圆锥形，被一个用户定义的半径 r 截断：

$$w_{ip} = \begin{cases} 1 - d_{ip} < r, & d_{ip} < r \\ 0, & d_{ip} \geq r \end{cases} \tag{8-3}$$

用相同的权函数，也可以得到表面的加权标准差：

$$\sigma_p = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} w_{ip}(x_i - \mu_p)^2}{\sum_{i=1}^{n} w_{ip}}} \tag{8-4}$$

(2) 统计参数的解释

将这个表面的标准差与移动平均、测深覆盖图一起使用，用户可以确认区域内不同的特征。产生局部标准差异常的原因可能有如下的一个或多个：

① 固有的粗糙不平的海底，其粗糙度超过了加权滤波器的大小；

② 潮汐、折射、定位或者传感器的调准误差引起的测幅间的测深值不一致；

③ 真实存在的沉船类的目标物；

④ 海底检测误差。

若存在上述情况，则有两个问题需要解决：

① 如何定义权函数的半径

半径将控制有多少测深值用于计算移动平均和标准差。较小的半径测深数将难以获得稳健的参数；相反，大的半径将影响到标准差，很可能改变低于半径波长的海底粗糙度。半径的选择应反映测深的密度和波束足印的大小。

② 如何对被拒绝的水深使用表面平均和标准差

可以用两种方式来处理上述问题：第一，仅使用标准差帮助交互式编辑，这是经常采用的方式。第二，根据用户选择的准则对水深进行分类。选择准则的依据是每个水深和平均水深对于标准差的差值。对具体的多波束系统，最好用几组数据通过试验来作出选择。这个方法与 NOAA 的 COP 方法相比，COP 法的水深

与平均的偏差是这个平均值的一个固定百分比(加上一个水深独立项);反之,Ware 等方法的水深必须是在标准差的一个容允范围内。其拒绝准则是与区域的海底变化成比例,不一定与水深成比例,因此,与 COP 法相比,它减少了对海底粗糙变化的敏感性。

3) Du 方法(Du Z, et al, 1995)

Du 方法是使用一个聚类模式自动探测界外值的一个算法,这个算法是仿真操作者作出一个交互式编辑的决策过程。它分成两个阶段:

(1) 分割和第一次标记

将要考察的测深数据集的所有数据用平面分区,这些分区称为工作窗口,大小近似于 10ping × 10 个波束的子集。对每个分区,产生一个直方图用于寻找主群与界外值之间的间隙(如果存在),见图 8-2。

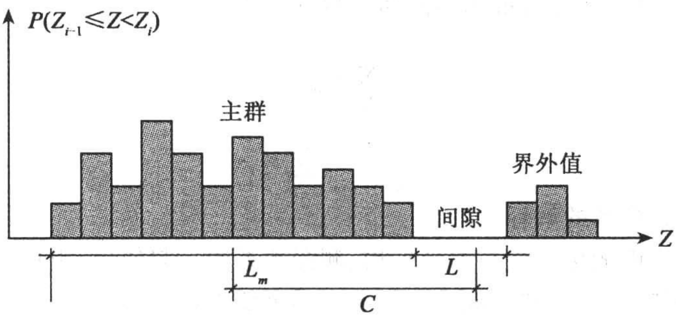


图 8-2 用模式寻求分类

标记的准则是:

$$\begin{aligned} L &\geqslant L_m/2 \\ L + L_m/2 &> C \end{aligned} \qquad (8\text{-}5)$$

式中,L 是主群与界外值之间的间隙;L_m 是主群的跨距;C 是一个关于测深值标准差的常量,C 通常设为期望标准差的 3 倍。

这个准则既可用于界外值比主群浅,也可用于界外值比主群深。

(2) 第二次标记

在这个阶段,每个水深与同测幅中最近的 6 个邻近波束比较,7 个水深相互排序。在此情况下,L 是考察水深与邻近最浅和最深水深之间的距离,L_m 是最浅和最深波束之间的距离。则这时标记准则变化为:

$$\begin{aligned} L &\geqslant L_m \\ L + L_m/2 &> C \end{aligned} \qquad (8\text{-}6)$$

由此可以看到，这个方法非常类似于交互式测幅编辑方法中凭直觉选择界外值的方式。测试中发现，这个算法 95% 的时间与主观交互式编辑时相符合，但仅需耗费大约交互式编辑时间的 1/30（Hughes-Clarke，1996）。

这个方法的优点是它不是每次只检测一个波束，并且假定所有的邻近波束都可以接受，使用分区中所有的波束并寻求自然的分离方式。不清楚的是，10 个波束 × 10ping 这样的分区大小是否合适。该方法还可用于剔除短波长异常地形。

4）Binstat 方法

这个方法是 Simrad 公司多波束后处理软件 Neptune 使用的数据清理方法。

（1）数据单元(cell）和假设

假设每个数据单元内的地形可以用一个倾斜的平面来表示。这个平面是用最小二乘拟合的方法计算单元内所有水深点到这个平面的位置来获得的（见图 8-3）。

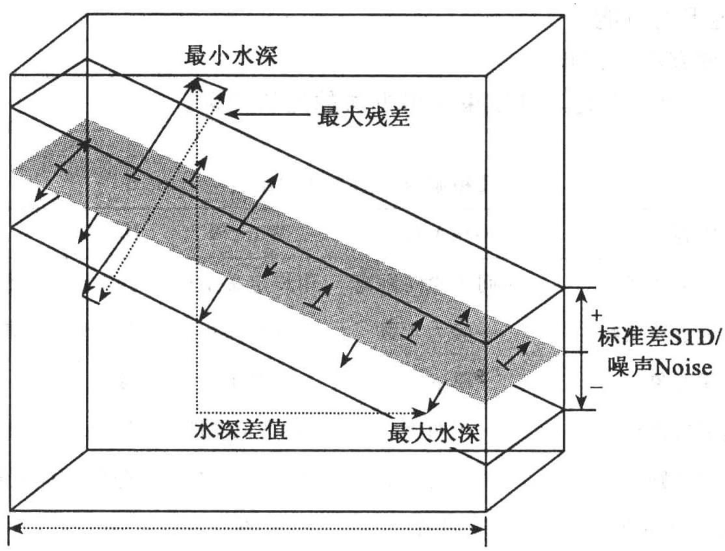


图 8-3　Binstat 数据单元的最佳拟合平面，在这个数据单元中有 17 个有效点

数据单元的大小是由用户定义的，定义的原则主要取决于使用的多波束系统每个 ping 的波束数和波束脚印的大小，单元内的数据太少，会产生不好的统计结果，当少于 4 个点时，不作统计计算。

（2）标准差和噪声

水深点至平面的最短距离称为该点的残差，它是水深点与平面符合好坏的

一个量度。所有单元内的残差都用于计算单元的标准差(STD),标准差是单元内的点与平面匹配好坏的一个量度。

在 Binstat 中还定义了一个属性是噪声的百分比,以此来量度这些点与它们的平面符合好坏的程度。噪声百分比由下式定义:

$$Noise\% = 100*(STD/Mean)$$

这里的 STD 是单元的标准差;Mean 是单元的平均值。可以看到,噪声的百分比是不依赖于水深的。

(3) 标记/拒绝准则

标记或拒绝的准则由用户根据水深、使用的系统等因素来确定,一般选择大于标准差或者噪声的 2 ~ 3 倍作为拒绝的准则。通常,较大的水深允许较大的标准差。

这个方法的优点是对数据单元内的所有数据都假定是可接受的,并参与统计计算,缺点是数据单元的大小、拒绝的准则要由用户来确定,也存在着剔除短波长异常地形的可能。

5) 几种方法的比较

表 8-1 给出了上述几种波束编辑方法的比较结果。

表 8-1　**几种波束剔除方法的比较**

内容	NOAA COP	Ware 等	Du 等	Binstat
邻近波束选择	时间/横向距离	用户定义半径	工作窗	数据单元
可能的邻近波束数	一般为常数	高度变化	可变的	高度变化
应用对象	单 ping	多个	多个	多个
海底假设	不明确	只是长波长	没有	倾斜平面
应用准则	平均值的 %	标准差的 %	分群	标准差/噪声 %
海底粗糙度标准	没有	有	有	有
相对水深的标准	有	没有	没有	没有
可能得到多个尖峰值	也许	是	不	是
单个尖峰值可能波掩盖	不	是	是	是
对潮汐对齐的敏感性	不	是	是	是
没有邻近波束时是否执行	拒绝	接受	接受	拒绝
是否能够人工参与最终决断	不	是	不	是

2. 测深数据的人工／交互式编辑

从上面的讨论可知，即使采用了自动化的数据清理，由于各种方法都具有的一些固有缺陷，自动化的数据清理并不一定能使我们获得满意的结果，因此，许多多波束数据后处理软件（如 CARIS、Neptune、Seaview 等）都提供了一些工具用于辅助操作者进行人机交互式的数据编辑，对部分有疑问的数据做进一步的“精细”处理。

以 Neptune 为例，它提供了一个相关性工具（Correlation），如图 8-4 所示，用户可以针对可疑的数据区域进行仔细的分析，并根据选择数据区域的 12 种属性，如水深、残差、质量因子等，结合色标和坐标表示的这些数据的属性来作出接受或拒绝的决定。此外，用测区的有效点图和标准差等图形工具既可以分析有疑问数据区，也可以控制数据后处理的质量。但是，人机交互式编辑更多地是依赖于操作者的经验的。

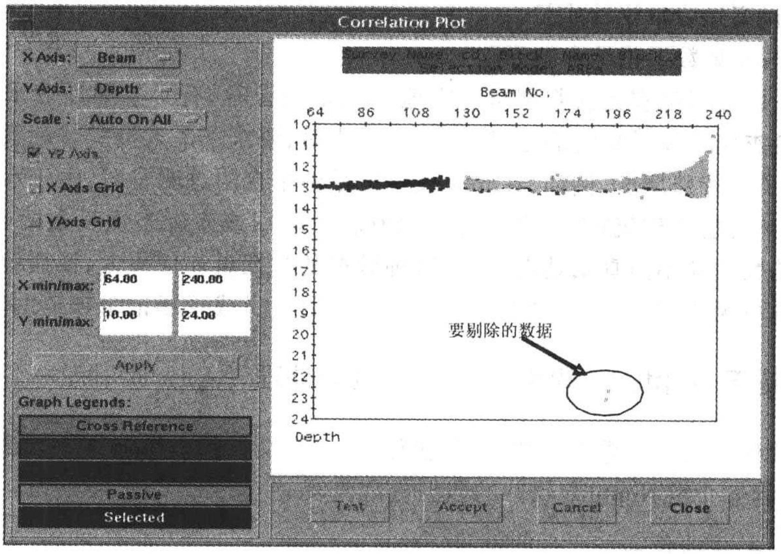


图 8-4　基于 Correlation Plot 的测深数据编辑

不管是利用哪种软件进行水深数据的人工编辑，一般均遵循如下原则：

1）水深变化区间原则

了解编辑区的水深变化区间，剔除区间外的水深数据点，可以剔除一些杂乱的“飞点”。

2）地形变化趋势原则

海底地形都是连续变化的，多波束测量是全覆盖测量，数据量大，资料基本能反映海底地形的全貌，如果确有特殊地形，也应该是一片连续变化的水深，而不是少数几个数据或孤立点。研判地形变化连续的趋势对数据编辑很有必要，特别是在地形复杂的海区，很难区分真实地形和噪音，如果根据地形趋势变化来研判，就可以判断哪些是噪声，哪些是真实信息。

3）相邻测幅对比原则

有时对单条线编辑时，很难确定被编辑的数据哪些是噪声，哪些是真实地形，如果把它和相邻测线放在一起，可以了解地形全貌，分析地形趋势来区分噪声和真实地形数据。

4）中央波束标准原则

多波束系统采集的数据中央波束区域数据质量好，边缘区域相对较差。在平坦区域，这种质量差异表现得尤为明显，在这种情况下，可以考虑在不影响覆盖的条件下尽量多删除边缘数据点，提高数据质量，同时注意实时引入足够的声速剖面，以提高边缘数据的质量。

5）与采集数据相结合的原则

对一些数据确实无法判别是真实地形还是噪音时，有必要和外业采集人员沟通或者查阅外业采集时的记录。在外业采集时，要求采集人员实时观察地形变化，并记录下特殊情况。例如，在码头或海上采油平台附近测量时，由于水下有建筑物，波束发射到建筑物上，而没有到达海底就返回或者经多次反射后再返回，测量出的数据就不是真实地形。但是这种数据的数据量往往很大，根据地形变化趋势原则也无法判断它的真实性，只有通过采集人员或现场记录来辅助判别。

8.3 基于 Neptune 软件的多波束数据处理

该软件采用人机界面系统，易于操作，是一套功能强大的多波束数据处理软件。下面具体介绍 Nepture 软件的数据处理流程。

8.3.1 数据预处理

数据预处理是对水深数据编辑与清理前做的必要改正，包括水位改正、吃水改正、声速改正、横摇、纵摇及时间延迟改正等，Neptune 软件的数据预处理利用深度处理模块（见图 8-1）进行。

1. 水位改正

水位改正对于多波束测深的精度有着极大的影响，数据处理软件要求潮位数据必须按照一定的数据格式，Neptune 水位改正数据格式由表头和数据组成，格式为：

表头：(Tide Version Vessel Id start_time end_time)

Tide:潮位文件的标识

Version:文件格式版本号

Vessel：调查船

Id:可能的识别号

Time Correction:时间改正

Time：水位改正时间

Correction:根据给定的时间对测量水深进行改正

示例：

(Tide 1.00 hj 18 200510010900 200510101700)

200510010900 - 2.54

200510010910 - 2.44

200510010930 - 2.34

……

2. 吃水改正

多波束系统的换能器均安装于船只水线以下，根据多波束测深原理，必须对换能器进行吃水改正，以保证消除由于船只吃水带来的误差。船只在长时间调查过程中，由于油、水等的消耗，换能器吃水深度会有所变化。计算换能器吃水的基本方法为：先测量船只吃水值，再根据船只与换能器两者之间的关系换算成换能器的吃水深度。一般量取每个航次开始时和航次结束的船只吃水来对每一天换能器的吃水情况进行内插，生成各自后处理软件系统所能识别的吃水改正文件，输入软件，自动进行换能器吃水改正，生成经吃水改正后的水深值。吃水改正可以在采集数据时改正，也可以在后处理时改正。如果没有实时改正，就必须在后处理中进行改正。Neptune 软件吃水改正的数据格式为：

表头：(Draught Version Vessel Id start_time end_time)

Draught:吃水文件的标识

Version:文件格式版本号

Vessel：调查船

Id:可能的识别号

数据 ：Time Correction

Time：吃水改正时间

Correction:根据给定的时间要被加到测量水深的改正数

示例：

(Tide 1.00 hj 18 200510010900 200510101700)

200510010900 0.55

200510020910 0.60

200510051030 0.72

3. 声速改正

声速剖面的精度和有效性是影响多波束勘测精度的主要误差来源之一，也是外业现场数据质量监控的重要内容。在外业测量中，必须实时监测声速剖面的有效性，根据实际情况更换声速剖面。如果外业测量中没有进行声速改正或者声速改正不理想时，产生的数据精度降低，则内业处理必须进行声速改正。

声速改正也是按照软件要求的一定格式进行的，Neptune 软件声速改正的数据格式为：

表头：（SoundVelocity Version Id Time Lat Long Radii Valid_from Valid_to Src Hist No_val ）

SoundVelocity ：声速改正文件的标识；

Version：文件格式版本号；

Id：可能的识别号；

Time 该文件产生的时间；

Lat 剖面位置纬度；

Long 剖面位置经度；

Radii 剖面的有效半径；

Valid_from 该剖面有效的开始时间；

Valid_to 该剖面有效的结束时间；

Src 剖面来源；

Hist 该剖面的修改历史（P = probe，E = edited，M = merged，N = new）；

No_val 该剖面使用的数据数量；

示例：

（SoundVelocity 1.00 12 200609301009 38.2229999 120.2992176 4500 200609301009 2006010071219 Svp-16 PE 5）

5.0 1484.2

7.0 1485.3

12.0 1487.3

20.0 1488.0

25.0 1484.0

4. 横摇（roll）、纵摇（pitch）及时间延迟（time delay）改正

横摇、纵摇及时间延迟参数在外业测量开始前已经校准，如果外业没有输入

校准参数或者内业处理发现校准不理想时，必须利用校准模块(calibrate)对横摇、纵摇及时间延迟的参数重新测定，通过深度处理模块进行改正。

8.3.2　多波束数据的编辑与处理

1. 定位数据的编辑与处理

对定位数据的处理手段主要通过后处理软件 Neptune 的位置处理模块 Posproc 来完成跳点的清除、转向线等水深数据误差较大区域的删除，并对定位数据进行平滑处理。它引入了规则(rule)概念，规则通常由规则限度、处理方法、使用参数、处理信息等几个部分组成；规则的形式主要有三种，即基本规则(basic rule)、局部规则(local rule)和合并／圆滑规则(merged/smooth rule)，实际上这也是定位数据处理的三个步骤。

1）基本规则处理

每个测区必须有一个唯一的基本规则，基本规则是对全区所有的测线进行统一的处理。使用到的主要参数有拒绝间距、最大拒绝间距、一般船速、最大船速、最大插值间距、最大插值时间。当下一个导航定位点位于小圆之内时，此点为正常的导航定位点；当下一点落于两圆之间时，此点为坏点；当下两个(或两个以上)连续点落于大圆之外时，这些点被认为是有效点。图 8-5 是基本规则的例子。

2）局部规则处理

局部规则可以对不同的测线采用不同的参数来处理，以便能更好地处理那些特殊的测线。同时，该规则还可以把某些不需要的测线或其中的一部分标记为无效状态，在以后的处理中不再对其进行任何处理，以便节省时间，提高效率。如果需要，也可再把它标记为有效状态。在一个测区中可以有多个局部规则，如果规则与规则之间相互交叉，则后一个规则为有效规则，前一个规则自动失效。

3）合并／圆滑规则处理

在资料采集过程中，如果一条测线因更换文件名而被分割为几个部分，该规则可以把这些线段连接起来，并且对其进行圆滑。使用的圆滑参数有截止频率、滤波器长度。其中截止频率相当于一个低通滤波器。一般来说，用小船作业时，应当使用大一些的截止频率，这是因为小船的航迹容易左右摆动而产生高频跳动，使用大一些的截止频率可以保留更多的高频信息。而大船则相对稳定一些，航迹比较稳定，因此可以使用较小的截止频率。

另一个参数为滤波长度，相当于滤波窗口的大小。滤波长度越大，被滤掉的高频信息就越多，航迹线就越圆滑。一般来说，小船应使用较小的滤波长度，大船可使用较大的滤波长度。

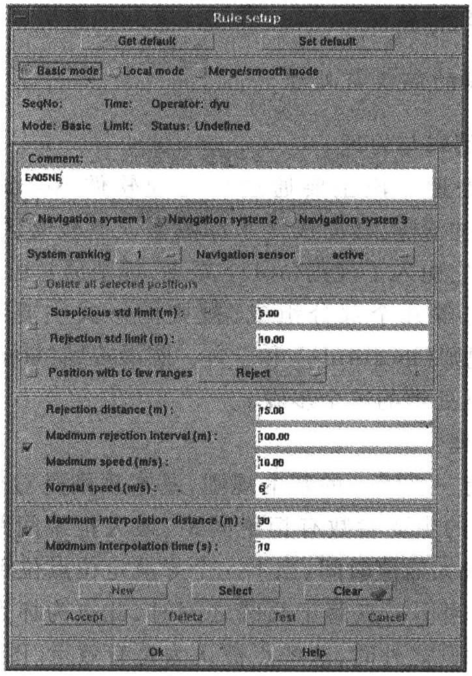


图 8-5　定位数据编辑与处理中规则的设定

2．水深数据的编辑与处理

由于多波束系统采集的数据密度高、数据量大，受计算机资源的限制，在 Neptune 软件中需将勘测区域分成若干块进行处理，然后以块为单位进行处理。每块按等间距作网格切分，分成若干个小单元，根据水深的复杂程度和数据量的大小，网格大小大约为 5 ~ 50m。做完网格后，会产生水深的色标图，能直观地反映数据处理的效果。数据清理过程主要有计算机自动清理和人工识别，实际上，自动清理也需要处理人员根据数据的实际情况设定清理参数，自动清理和人工识别是交互进行的。

1）自动清理

自动清理可以清理掉大部分的噪音数据，节省大量的数据处理时间。

Neptune 软件自动清理主要用以下参数：

(1) 削减边缘波束

由于边缘波束有时不太稳定，跳跃较大，以及在野外作业时已有 10% 以上的重复覆盖率，因此后处理时，在保证全覆盖的条件下，剔除位于外侧的边缘波束通常占总波束数的 10% 左右。

（2）水深范围限制

根据测区的大概水深情况和数据直观的显示把不可能的水深通过该范围限制掉，这一过程可以删除许多"坏点"。

（3）残差范围

网格单元内所有水深点至拟合平面的距离为该点的残差。位于拟合平面之上的水深点的残差为正值，反之为负。

（4）标准差阈值

网格单元内所有的残差都用于计算标准差，标准差是最普通、最常用的滤波参数。

（5）噪声阈值

$$噪声\% = (标准差 / 平均水深值) \times 100$$

噪声百分比是一个动态的滤波参数，其滤波限值随水深的改变而改变，相当于一个相对误差滤波。

残差、标准差和噪声三个参数的定义如图 8-3 所示。这三个参数的滤波方法实际上就是依据水深点至拟合平面的匹配程度来衡量水深点的好坏的。这个方法的优点是对单元内的所有数据都假定是可以接受的，并参与统计计算，缺点是滤波参数需要由用户来确定，有可能会错误地剔除短波长异常地形。

与定位处理、深度处理类似，统计分析也有基本规则和局部规则。由于每一个块的水深情况都不一样，所以它们的基本规则参数都有所不同，需要人工识别来确定参数大小。

2）人工识别

做完基本规则和局部规则处理后，最后一步就是对某一选择区域进行相关分析。人工识别在相关分析中运用较多，对在自动清理中没有剔除的噪音可以通过相关分析进行人工识别。相关分析就是利用水深数据的物理属性如深度、波束号、时间、发射号和统计属性如标准差、残差、质量因子、水平测量误差、垂直测量误差等，做二维数据分布图分析，以除去那些不合理的、错误的数据。进行人工识别时，要遵循一些水深数据的处理原则，如地形变化趋势原则、相邻测幅对比原则等。

8.4　基于 MB-System 软件的多波束数据处理

8.4.1　MB-System 多波束数据处理系统简介

MB-System 是基于嵌入式 Linux 系统的自由软件。MB-System 软件包最初是由美国 Lamont-Doherty 地质观测所为了处理和显示 Hydrosweep DS 多波束回声

测深系统采集到的数据而开发研制的。但时至今日，MB 软件包已经用于多种多波束声呐数据的处理。与其他多波束数据处理软件相比，MB-System 有其独特的优点：

（1）免费、开放式软件；

（2）基本支持所有多波束测深声呐系统数据的导入，并且随着新的测深系统的出现，支持的数据类型将会越来越多；

（3）所有的数据处理过程均不影响原始数据，如果操作有误，也不会担心数据损坏；

（4）声速剖面可以根据测区的具体情况随时选用实际的声速剖面图，利用声线跟踪计算水深；

（5）数据处理方面支持自动和交互式处理。自动处理根据一些模型等发现可以预测的错误数据，而交互式处理则是人为地标记一些不合理的数据；

（6）由于利用了 GMT 的绘图功能，使得这个系统能够完成从数据处理到复杂图形绘制的功能。

就像 Linux 具有很好的数据处理功能一样，MB-System 的数据处理的功能是相当不错的，而且占用的资源和 Windows 下的软件相比是很小的，所以对 MB-System 的开发很有必要。现在这个系统还在不断的发展和完善之中，相信不论从功能上还是从使用的方便性上会变得更好。

5.1.0 版本的 MB-System 基本上支持当前所有测深系统的数据处理工作，其中包括从最开始的数据读取到最后的成图。数据处理的方法以及所依赖的理论基本上已经形成了一套完善的体系。对声速剖面可以利用实测的数据，也可以利用其他的资源，对导航数据的调整可以直接用工具 mbnavedit 编辑，还可以用海底地形等高线的匹配来完成导航数据的整体调整，对测深数据的处理可以有自动和人工两种方法。

所欠缺的是它对多波束回波强度（sidescan）数据的处理还不够，在绘图方面基本上是在 GMT 强大的图形绘制的基础上加入了等高线的绘制功能，对高质量的测深和 sidescan 的影像匹配显然有所欠缺。

MB-System 多波束数据处理软件有它的特殊的结构特征，以及用于不同目的的、组成这个软件的各个组件。下面对 MB-System 的各个组件进行简要的介绍。

（1）数据支持方面。数据导入导出的核心是 MBIO，这个模块提供了所有支持测深系统数据的输入输出。新的数据类型的支持只需要在这个模块中加入即可。

（2）数据的编辑主要是列表、运算、转换、处理或者显示等，无论是批量的数据处理，还是单个文件的处理都可以；MB-System 提供的工具较多，常用的主要

有 mbcopy、mbdatalist、mbm_plot、mbvelocitytool、mbrollbias、mbset、mbnavedit、mbvelocitytool、mbedit、mbclean、mbbackangle、mbprocess 等。对于批量的数据处理一般有两种做法：一是将数据汇集成一个表，包括文件位置、文件 ID 和文件的权，然后采用 -F-1 参数对文件进行操作；二是编写 shell 脚本程序对文件进行批量操作。

(3) 图形的显示方面。由于当前的版本能够很好地与 GMT 兼容，所以无论是二维还是三维的图形显示均可以很好地完成。

8.4.2　MB-System 数据处理过程概述

在 MB-System 处理数据的过程中，没有对原始数据进行任何删减、增加，而是在内外的文件中对这些不妥的点进行标记，被标记过的点将不被算入以后的数据处理和图形显示之中。

MB-System 数据处理流程如下。

1. 准备工作

首先获得处理数据的类型。采用系统命令 mbinfo 可获得系统的属性；将数据文件名写入一个文本文件，采用 Linux 内部工具 ls...... > filename 即可；利用 mbdatalist 自动写入文件的 ID 和权。如需要，通过人工编辑权。

这个过程将所有需要编辑的测量文件全部写入一个文件中，为的是批量操作数据。需要注意的是，在这个工作之前通常需要进行潮位的改正，形成新的文件。

2. 生成 fbt、fnv、inf 文件

fbt 和 fnv 前面的 f 的意思代表 fast。这三个文件是实现快速批处理数据所必要的。实际数据处理中，若要通过人工方式对单个条带的数据进行编辑和处理，可不采用这步操作。这个步骤虽然不是必须的，但绝对是值得提倡的。因为如果每次都要从原始观测数据中读取这些数据，则浪费的时间和资源太多了。

3. 利用工具 mbm_plot 和参数 -N 略读一下导航数据

该步处理的作用主要是找出需要进行处理的测区，去掉不需要的多余数据，从而简化处理；观察导航线路，奇异的航线可能存在错误，可以通过参数 -C 观察等高线来判断。

如果确信所采集的数据没有多余的数据，当然没有必要做这项工作了，但是一般情况下是需要的。一旦发现有多余的数据在里面，可以采用命令：

mbdatalist – F-1 – I datalist1 – R*/*/*/* > datalist2

– R*/*/*/* 表示所需的数据所在的测区区域，四个数对应于 west/east/south/north。以后的操作需要基于 datalist2 来做就行了。若要知道哪

些文件被排除在外,可以用 diff 命令比较 datalist1 和 datalist2。

4. 通过工具 mbrollbias、mbset 来修改横摇参数

在做这步工作之前,需要采集额外的数据。首先选取一块平坦的海底,在上面沿着一条线往返测一遍。数据处理时,需要首先将往返测得的数据整理成两个独立的文件,然后用 mbrollbias 计算 roll bias 的值,接着用 mbset 将该数值应用到测量文件中。

5. 通过工具 mbvelocitytool 来获得适合测区的声速剖面图。

这个工具主要是通过残差的大小来判定声速剖面的好坏的。

6. 利用工具 mbnavedit 处理导航数据

导航数据的处理主要采用插值和运用一些模型的方法来完成对导航数据的编辑。

7. 测深数据处理

利用 mbclean 可实现测深错误数据的自动标记,利用 mbedit 可实现测深数据的人工交互处理。

8. 利用 mbprocess 重新生成编辑后的数据

新生成的文件和原文件相比是在文件名后加入了一个 p(代表 processed)。

上述处理基本实现了多波束数据的处理工作,但是,当直接用 mbm_plot 进行显示时,会发现图形的显示还是存在问题,如出现空白和很多不协调的点等。为了很好地显示图形,还需要对数据进行格网化处理。

格网化处理是利用系统工具 mbgrid 对数据进行格网化来实现的。mbgrid 采用了一定的滤波方式对格网区域内的数据进行处理,其中包括高斯滤波和中值滤波等。

当以上工作全部完成以后,可以利用mbm_plot, mbm_3dgrdplot等绘图工具输出所需要的图形的二维、三维海床图形和图像。

8.4.3 MB-System 数据处理过程详述

1. 潮位改正

潮位改正是为获取海地点的绝对高程和后续海底地形图绘制服务的。

若某个导航数据点在某个基准面上的高程为 5m,而相对于这个导航数据点的测深点测得的深度为 1 000m,那么这个测深点在那个基准面上的深度为 995m。工具 mbtide 就是利用这种方式进行潮位改正的。

它所使用的命令为:

mbtide [-Fformat -Iinfile -Ooutfile -Mtideformat -Ttidefile -V -H]

解释如下:

-F 数据类型在 mbsystem 中的标准 ID,其参数可用 man mbio 在 mbio 库中查询。

-I 输入文件名,也就是想要修正的数据文件。

-O 输出文件名,如果不指定,则标准输出,即 outfile = stdout。

-M 包含潮位改正文件的文件格式,共有 4 种:

1) time_d,tide 前面是以秒为单位的十进制时间表示,后面是该时间下导航点对应在零潮位上的潮位值;

2) year mon day hour min sec tide;

3) year jday hour min sec tide,其中 jday 的值为 0 到 365(闰年 366);

4) year jday daymin sec tide,其中 daymin 是当时的时间在当天所处的分钟的序列数。

从上面可以看出,这四种表示方法只是时间的表示方法不同。默认为 2,这种时间表示最常见,也最容易理解。

-T 表示潮位的文件。

-V 表示 verbose,如果采用这个参数,它将会输出所有程序版本以及错误信息。

-H 表示输出帮助信息。

用 mbtide 处理数据实例如:

mbtide -F81 -M2 -Ttide_950626. dat -Iref2001. mb81 -Oref2001_t. mb81

上述处理相对麻烦,如果采用 Shell 脚本可简化上述操作。Shell 脚本通过批处理实现上述操作,具体实施过程如下:

1) 创建文本文件,打开进行编辑,第一行写入 #!/bin/bash;

2) 将所有如 mbtide -F81 -M2 -Ttide_950626. dat -Iref2001. mb81 -Oref2001_t. mb81 的语句全部写入;

3) 改写文件为可执行,命令为 chmod a + x filename;

4) 直接运行 ./filename。

熟悉 Linux 后就知道,创建这个文件的更简便的方法有很多,不过只要能得到这个文件就可以。这样,潮位改正就完成了,以后的数据处理直接处理由命令输出的文件。

2. 数据整理

数据整理的流程如下。

(1) 利用命令 ls *. mb183 > datalist,进入该目录。或者在目录外面用命令 ls other_data_sets/ew0204survey/*. mb183 > datalist 打开文件 datalist,就可以看到具体的 datalist 内的内容(如图 8-6 所示)。

（2）利用命令 mbdatalist – F-1 – I datalist > datalist. mb-1 打开文件 datalist. mb-1，可以看到如图 8-7 所示的内容。

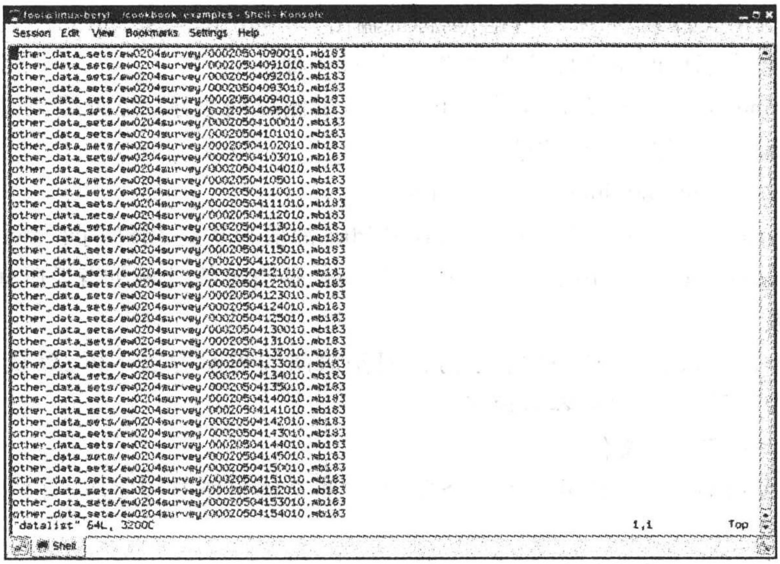


图 8-6　命令操作后文件 datalist 中的结果

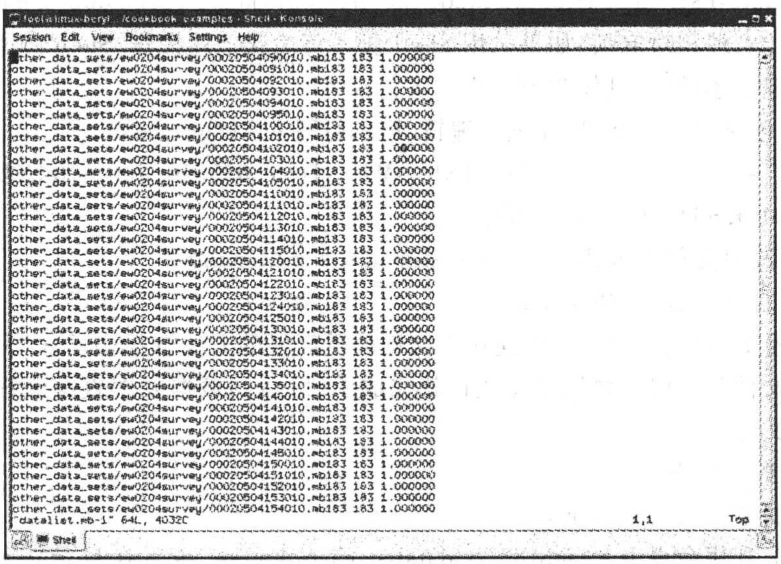


图 8-7　命令操作后文件 datalist. mb-1 中的结果

从图 8-7 中可以看到，包括数据在 MB-System 中的数据 ID 以及该数据的权已经被自动赋予了，如果对于权需要改动，可以手动写入到 datalist. mb-1 文件中，也可以利用命令

cat datalist. mb-1 | sed'/s/1..000000/10/' > datalist. mb-1

打开 datalist. mb-1，就可以看出文件的权已经被改为 10 了。

注意，由于上面所采用的数据模式是最简单的，然而在很多情况下，数据格式比上面的复杂得多，那么可以仿照上面的步骤进行，并且只需要将上面命令中的“ > ”改为“ >> ”即可。

也可以建立另外一个文件包含上面已经建立的数据列表文件，只需要将 ID 定义为 -1 即可。如在 list 下有两个目录 sublist1 和 sublist2 都包含有数据，并且里面的数据都分别用列表的形式存在于对应目录下的文件 datalist 中，则可以在 list 下建立文本文件 datalist，写入如下内容：

sublist1/datalist -1 1.000000

sublist2/datalist -1 1.000000

以后只需要直接操作 list 目录下的 datalist 即可。

当然，该文件内部的权值也是可以根据实际情况而定的。其中，-1 表示文件不是数据文件，而是表示数据文件目录的一个集合，不可随意更改。

(3) 利用命令 mbdatalist - F-1 - I datalist - N 对数据进行预处理。

当这个命令完成以后，可以看到，数据文件目录中增加了后缀分别为 *.fbt、*.fnv 和 *.inf 三类文件，每个原始数据文件对应有三个文件。这三个文件的形成可以为后面的数据处理节省很多时间，很多程序所需要的数据直接从这三个文件中查找或者取得，而不是每次都到原始数据中提取。

(4) 导航航迹的显示和编辑。

利用命令 mbm_plot - F-1 - I datalist-1 - N 可预览图像，如图 8-8 所示。

利用上述处理，从图形中可以很清楚地看出哪些数据是有用的，哪些数据是多余的。对于多余的数据，可以用命令

mbdatalist - F-1 - I datalist. mb-1 - R*/*/*/* > datalist. mb-2

自动去掉一些不需要的数据集合，去掉的数据集(或文件)将不参与后续的数据处理。上述命令中，- R 后面的参数表示所需要的数据的区域，如 - Rwest/east/south/north。大概的数值从上面的图形中可以看到。

以图 8-8 中的数据为例，所需要的测区是上面的方形区域，处理后形成文件

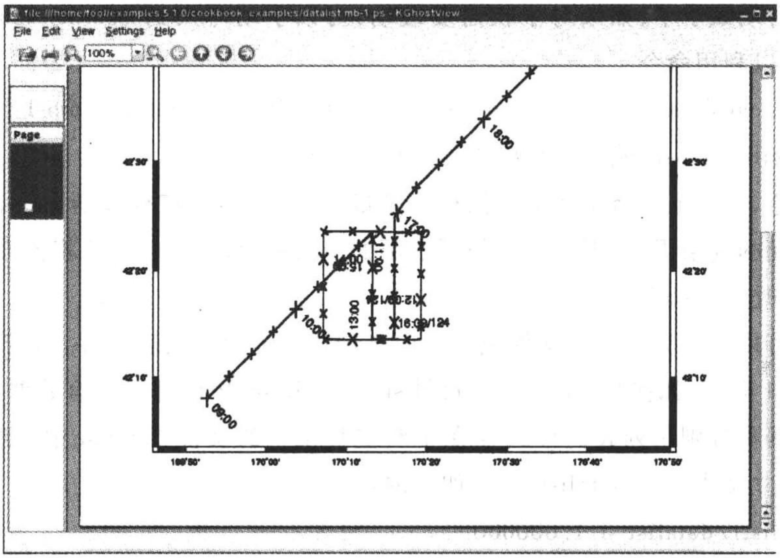


图 8-8　利用 mbm_plot 预览的原始导航结果

datalist. mb-2。然后用命令 mbm_plot - F-1 - I datalist. mb-2 - N 重绘修改后的测区，形成的测区导航图如图 8-9 所示。

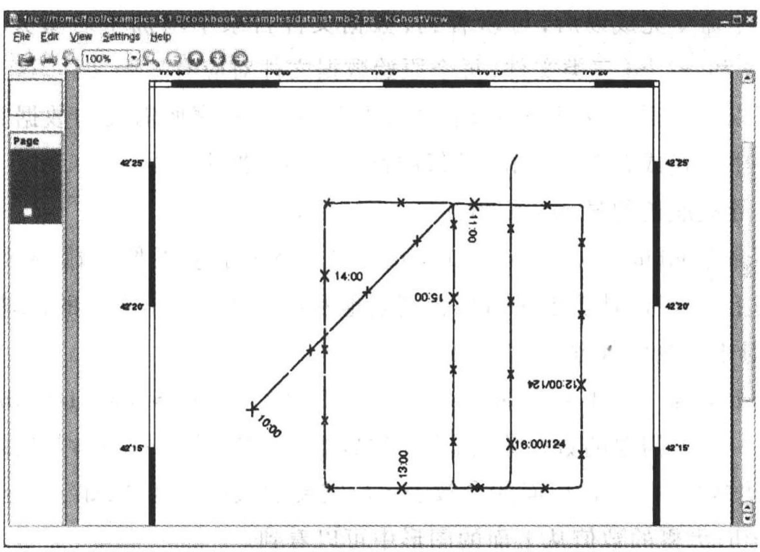


图 8-9　剔除数据后 mbm_plot 预览的导航结果

需要注意的是,如果在同一个文件中,既有大量的数据是多余的,而同时又有一些必需的数据进行处理而不能删掉整个文件,那么可以采取下面两种措施:

(1) 保持原始文件不变,整个文件的数据都参与处理,而在以后的图形显示方面,利用 -R 参数直接屏蔽掉不需要的数据;

(2) 利用工具 mbcut 将不需要的数据部分直接裁掉,只让那些有用的数据参与处理工作。由于一般情况下,数据的采集过程都比较有规则,所以有用与无用的数据都基本上处于不同的文件里面,有交叉的也不会很多,所以这个工具不是很常用。

经上述处理,利用工具 mbcopy,通过数据采集时间的限制来获取有用的数据。

3. 确定并改正横摇偏差参数(roll bias)

横摇偏差参数是指垂直于船的方向(不是天顶方向)与声呐阵列排列方向间的偏差校正。该参数一般需要通过单独的测量来确定。

野外测量时,需要选择一块较为平坦的水域(该水域可以从历史数据中得到),并设计一条测线,沿着这条线路上往返采集数据一次,得到的两个数据集合分别记为 firsttrack 和 secondtrack;然后对 firsttrack 和 secondtrack 数据集进行数据处理。数据处理步骤如下:

(1) 对这两个数据集分别利用 ls、mbdatalist 进行数据文件整理;

(2) 用 mbm_plot 预览数据,对于多于的数据用工具 mbcopy 裁掉;

(3) 由于 mbrollbias 对于 firsttrack 和 secondtrack 只需要两个独立的文件,所以必须将集合 firsttrack 和 secondtrack 下的小文件合并,分别形成一个文件,采用如下命令实现:

```
cat datalist-1 | xargs cat >> lastfirsttrackset. mbID
cat datalist-1 | xargs cat >> lastsecondtrackset. mbID
```

(4) 利用 mbedit 检查测深数据,如果发现小的错误,则需要标记。出现大片的错误,则有可能测量的时候出现了意外情况,完成以后,利用如下命令处理两个数据集文件,

```
mbprocess - I lastfirsttrackset. mbID-FID
mbprocess - I lastsecondtrackset. mbID-FID
```

这样就生成了最终数据文件:

lastfirsttracksetp. mbID 和 lastsecondtracksetp. mbID;

(5) 最后直接计算 roll bias 的值,采用系统命令:

```
Mbrollbias-FID/ID-I lastfirsttracksetp. mbID-J lastsecondtracksetp. mbID -D1/1 -R*/*/*/*/
```

(6) 采用如下命令将以上获得的 roll bias 值加入测量数据：

mbset -F-1 datalist-1 -PROLLBIASMODE:1 -PROLLBIAS:rollbias-value

其中,MODE 采用数值 1 表示左右舷采用同一改正数,如果采用不同的数值则用 2。

4. 确定声速剖面(SVP)

声速剖面的确定有直接和间接两种方法。

利用 CTD's 或者 XBT's 测量得到 SVP 的方法称为直接法。直接法具有精确、可靠等特点,在实际多波束数据采集中广泛采用。SVP 应经常测量,可能每日一次,也可能每日多次,同时也要记录深度和温度的变化。如果有迹象显示 SSP 错误,则还需进行额外的 SVP 测量。

直接法测量的 SVP 以深度和其对应的声速直接输入到声呐中,随后,声呐所采集的数据直接利用所改正的 SVP 进行处理。

需要特别注意的是,在采集 SVP 数据时,一定要提供可靠的表层水温。任何的后续处理都不能纠正由此带来的测量误差。

声速剖面 SVP 还可以从历史数据中计算出来。依据其与水温、盐度和深度的关系,利用声速经验模型可以计算每层声速。这种方法应用于环境参数十分相似情况下的声速确定。当环境相似时,这种方法往往能够提供很好的数据。不过当环境有明显的不同时,这个方法将失去作用。

下面具体阐述两种获取 SVP 的方法:

1) 从历史数据中得到 SVP

采用工具 MBLEVITUS 获取 SVP。首先利用 mbinfo 工具查找测区所在的经、纬度位置,记录区域的中心纬度和经度,利用命令

mblevitus – R*/* -o caurse. svp – V

就输出了一个可用的声速剖面 caurse. svp。

Mblevitus 重建某个区域的声速剖面是从一个 levitus 库中计算出来的。这个库的间隔为 1° × 1°,运用了温度、盐度等参数来评定计算得到的 SVP,-R 参数后是经纬度,至于具体取值可以利用工具 mbinfo 查询一下测区,找出平均经纬度,即是 -R 所需要的值。

2) 直接测量获得 SVP

其主要步骤如下:

(1) 从海图中找一块平坦的海底用于数据采集;

(2) 确保 XBT 或者 CTD 工作的数据和地点以及与之相匹配的船速;

(3) 准备好所有的软硬件;

(4) 记录数据采集中的开始、停止时间、经纬度等。

格式如下：

```
SOC BT/SV PROCESSOR
01/05/102
08:45
3
2
R/V Ewing
ew0204 4may z
41:01:00N
168:23:0E
5700 m.
5 kts.
10.4c
0.00      15.639
0.68      13.126
1.37      11.467
2.05      10.945
2.73      10.801
3.41      10.749
4.10      10.743
```

从上面的格式可以看出，XBT所提供的是深度和温度，但是真正需要的是深度以及对应的声速值。在软件 MB-SYSTEM 中提供了工具 mbm_xbt 将深度和温度转化为深度以及对应的声速。结果如下：

```
# TIME:                       08:45
# UNKNOWN PARAMETER:          3
# UNKNOWN PARAMETER:          2
# SHIP:                       R/V Ewing
# CRUISE:                     ew0204 4may z
# LATITUDE:                   41:01:00N
# LONGITUDE:                  168:23:0E
# DEPTH:                      5700 m.
# SPEED:                      5 kts.
# SURFACE TEMPERATURE:10.4 c
0.00 1508.67
```

0.68 1500.60

1.37 1494.98

2.05 1493.17

2.73 1492.68

…

声速的影响因素有 XBT 所提供的深度和温度以及海水的盐度。借助声速经验模型，利用温度、盐度和深度，可以间接地得到声速剖面。mbm_xbt 只支持两种 XBT's：NBP MK12 和 Sparton。

利用直接和间接测量方法得到了声速剖面，下面介绍利用工具 mbvelocitytool 来评价声速剖面。

Mbvelocitytool 是一个交互式工具，它可以打开声速剖面文件以及数据来了解声速剖面是怎么影响实际的数据的。运行这个工具，只需要输入 mbvelocitytool，然后直接导入上面形成的 svp 文件。有时，实际测得的声速剖面只到水下 2 000m 左右。在这里做了以下假设：当水深达到一定的程度时，其温度和盐度级别保持不变，所以直接影响因素就减少至一个，即压强。压强是随深度有规律的变化的，所以这些水深以下的部分是不需要测量的，直接通过数学模型可以算出来。

以同样的方法可以打开由工具 mblevitus 绘制的声速剖面图。

利用 mblevitus 还可以打开实际测量的数据，根据测量数据来调整最大测量深度，使得测深数据能够完全显示。同样，还可以对声速剖面图进行编辑。编辑质量的好坏直接看窗口右上方的残差，只要残差在允许的范围即可。

5. 编辑导航数据

导航数据有三种编辑修改模式：

（1）编辑。一般的情况下，对于高精度、高可靠性导航定位仪器，采用粗略的编辑即可。

（2）建模。当导航坐标数据基本不能采用，但仍存在部分好的航向和速度数据时，可采用 mbsystem 内部的模型函数来计算无效的或长时间中断的导航定位记录。

（3）平差。当导航数据没什么大的问题，但是和声呐扫描数据不匹配时，就需要平差来改变这种不匹配的情况。

在 mbsystem 中，完成导航数据编辑的工具是 mbnavedit。首先介绍一下编辑导航数据的交互式工具 mbnavedit。

运行命令 mbnavedit，产生如图 8-10 所示的界面。界面介绍如下：

菜单中：

- 【File】用来打开测量数据。
- 【Control】下面有子菜单 Time Stepping、Nav Modeling 和 Time Interpolation 等，是对测区的数据进行控制的，主要是为更好地编辑测量数据。
- 【Next Buffer】指的是下一个缓冲区，在这里的意思是打开的下一个数据文件。
- 【Done】编辑完成以后直接按 DONE。
- 【Reverse】和【Forword】是选择显示前面/后面的数据。
- 【Quit】指放弃编辑。
- 【Show All】和【Pick Zoom】是根据需要更清楚地观察数据用的。
- 【Interpolate】用来编辑错误的数据，后面的 Revert 即用来撤销这种编辑。
- 【Use Solution】只有当打开 control-> nav modeling 后才可以显示出来，表示运用当前编辑。之后的 pick select 等是用来设置当前选择模式的。

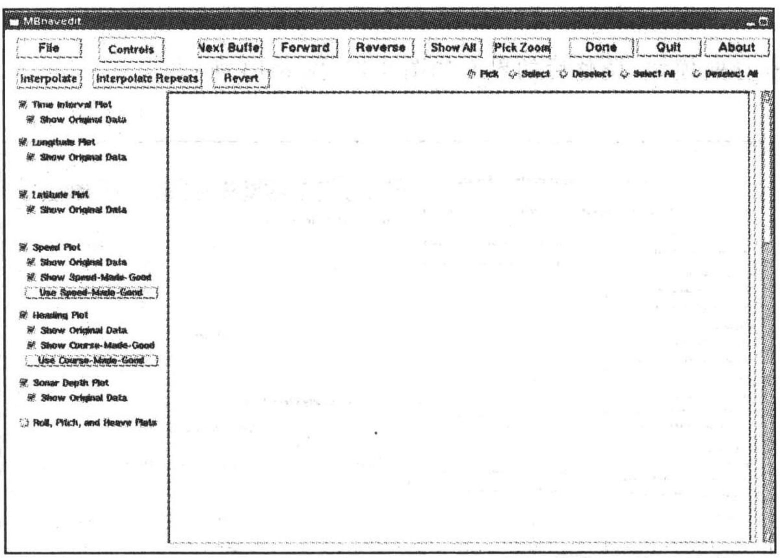


图 8-10　mbnavedit 界面

菜单左侧控制着“时间间隔”、“经度”、“纬度”、“航向”、“速度” 等，可以控制它们的显示。

具体的编辑过程如下：

直接用菜单【File】打开测量声呐数据，如图 8-11 所示。

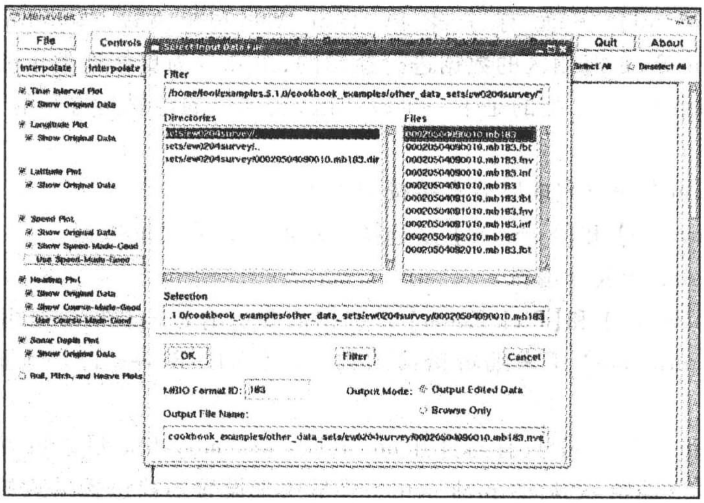


图 8-11 mbnavedit 打开文件窗口

调整导航模块。调整后的界面如图 8-12、图 8-13 所示。

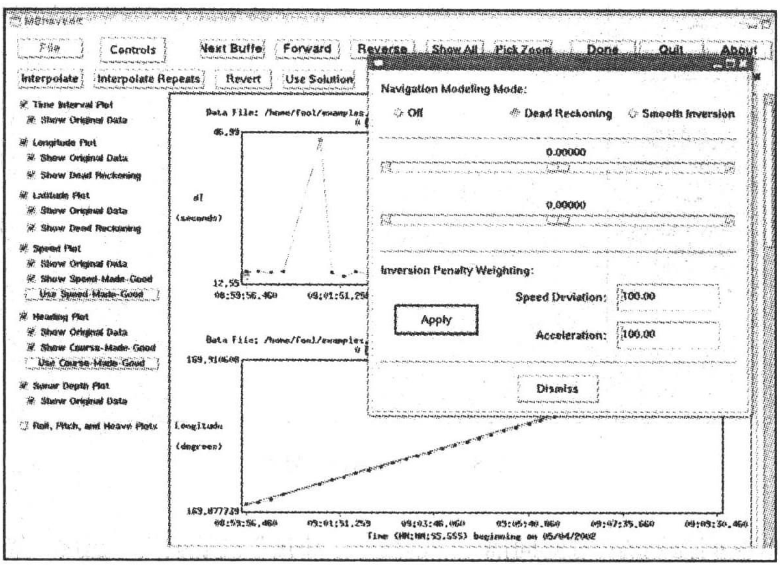


图 8-12 mbnavedit 选择模型的界面

打开后，可以清楚地看到，程序自动获得时间间隔、经度、纬度、速度、航向、

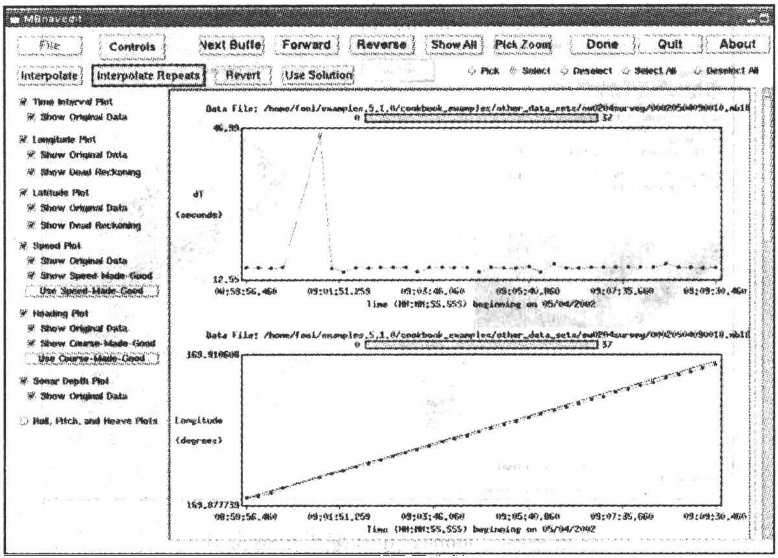


图 8-13　mbnavedit 加载模型后的界面

声呐深度数据序列，还有横摇、纵摇等。由于数据被显示出来了，所以很容易发现数据的正确与否，并且对每个数据都可以进行编辑，所以很方便就可以改正错误的数据。

对于少量的错误数据，可以直接先选择错误数据，然后用【Interplotate】重绘，直到满意为止。航向和深度用工具 made-good 以及直接手动编辑来修正。最后编辑完成以后，点击【Use Solution】和【Done】即完成了导航数据的编辑和存储。

下面介绍另外一种简单的导航数据的编辑方法。

由于很多测区都有重复的地方，将对应的两个文件记为 A 和 B。A 和 B 在它们重复测量的地方各自都可以画出等高线。若 A、B 区导航数据均可靠，则两区的海床等深线应该是重合的；否则，某一区导航数据存在异常。通过测深数据的匹配所发生的位移来改正导航数据。在 MB-System 中，相应的工具是 mbnavadjust。直接运行 mbnavadjust 即可进入界面如图 8-14 所示。

新建或者打开原先已经编辑过的工程，导入测量数据，然后就可以进行交叉区域的分析了。图 8-14 为数据处理过程中的一个界面。

这个工具可以根据每个交叉区域来调整导航数据，可以自动调整，也可以手动调整。当确定调整无误后，点击【Add Tie】(即为图形中的线和小方块，通过这个来记录位移量，不需要时可以随时删除)。获得改正量相关的参数后，在后续

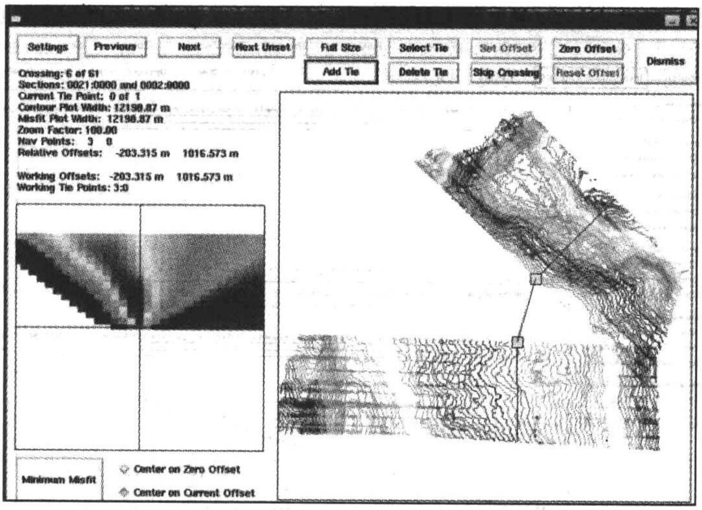


图 8-14　mbnavadjust 编辑数据窗口

计算中，程序将会把这个改正应用到数据处理中去。

需要注意的是，该步处理需要在测深数据编辑完成后采用，以便获得对应的准确定位和测深匹配数据。

6. 测深数据编辑

在 mbsystem 中，对数据编辑所采用的并不是删除而是标记，这样做可以在任何情况下返回到任何编辑阶段。标记测深数据有两种方法：自动标记和交互式标记。

1）自动编辑

由于多数奇异测深数据都可以根据一定的运算法则预测和消除，所以运用自动标记处理测深数据在实际数据处理中是可行的。Mbsystem 是利用 mbclean 系统命令实现测深数据的自动检测和标定的。

mbclean 命令没有图形界面，只需要指定操作文件以及给定一定的参数运行即可，各种参数介绍如下：

-X 标记每一组外部的指定数量的波束，如 -X5 表示去掉两边各 5 个波束。

-B 超过一定的深度即标记 -B5000，表示不能超过 5 000m。

-G 超过一定的深度范围即标记，不过不同于 -B 中的深度定义，这里采用的是绝对深度，如 -G0. 1/2 ，当测区深度的中央波束深度为 3 000 时，表示深度值不能在 300 ~ 6 000m 之外，否则标记。

-A 表示深度偏离中央波束深度不能超过一定的值，否则标记，如 -A1 000。

-C 用坡度来处理数据，如 -C3.5 表示坡度不能超过 74°。

此外还有 -Q 和 -U 参数。

2）交互式编辑

很多情况下，利用 mbclean 自动处理并不能完全标记所有的奇异测深数据，所以就有了交互式编辑测深数据工具 mbedit。

运行命令 mbedit，产生如图 8-15 所示的界面。这个界面和上面的 mbnavedit 有些按钮是相同的，不同的地方是：

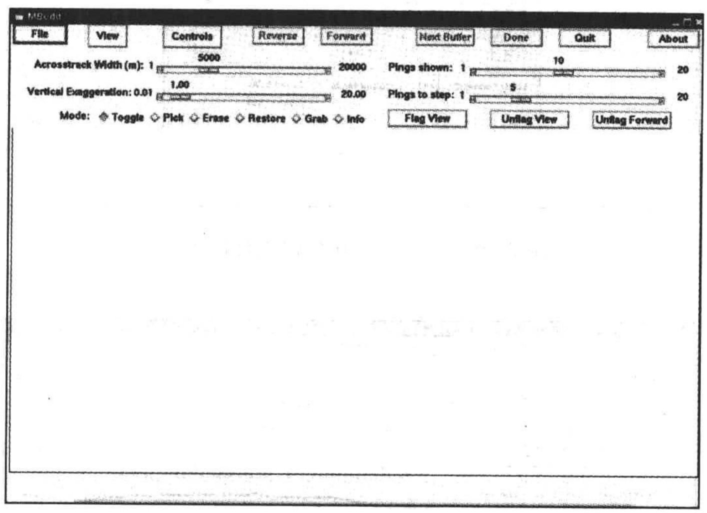


图 8-15　mbedit 界面

【View】：用来控制显示模式；

【Controls】：用来自动过滤数据；

【Acrosstrack Width】等是用来控制 pings 的显示的，有横向宽度、纵向的扩大和缩小、显示 pings 数量，按下【Forward】按钮后，显示下一个 pings 剖面。

交互式编辑的流程为：

打开测深数据，打开界面如图 8-16 所示。

数据导入后，显示如图 8-17 所示的界面。

基于图 8-17 所示的界面，可以手动标记测深点，通过【Reverse】和【Forward】来转到其他 ping 的测深数据的编辑，也可以通过【Control】里面的参数实现自动标记。

确定完成后，直接点击【Done】即可完成测深数据的手工编辑以及编辑结果的存储。

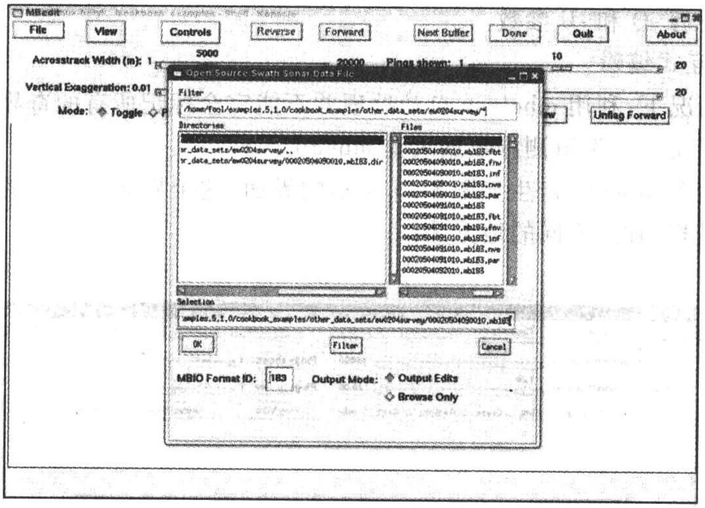


图 8-16　mbedit 打开数据文件的界面

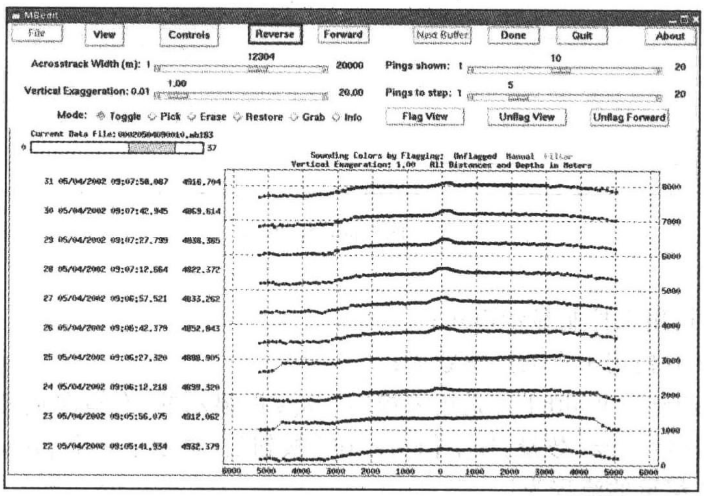


图 8-17　mbedit 导入数据文件后的界面

自动标记和手工标记两种方法也不是相互独立的，通过 mbclean 编辑以后的数据会在 mbedit 中显示出编辑的效果来，而 mbedit 对数据的编辑也会对 mbclean 有些影响。在实际操作中，往往需要这两个工具交叉进行。

7. 多波束测量数据的联合处理

经过上述处理后，可将各需要的数据联合进行处理，形成最终的数据处理成

果。如图 8-18 所示。

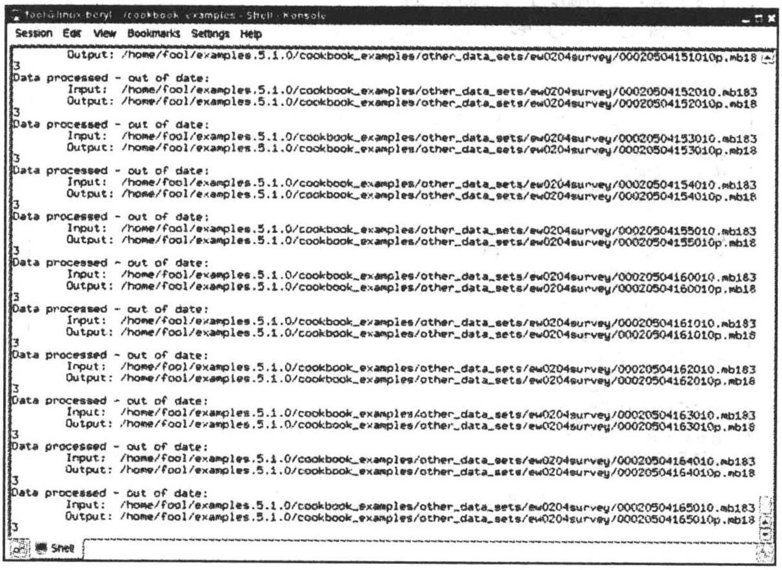


图 8-18　mbprocess 操作数据时的终端提示

多波束数据处理直接采用工具 mbprocess。例如：

mbprocess － F-1 － I datalist. mb-2

处理后的结果文件与原文件名的差异在于原文件增加标志 p 在原文件后。

8. 形成 grd 文件并产生 3D 图形

利用上述处理得到的数据文件，MB-System 将形成海床图形。下面介绍该处理过程。

（1）编写相应的 shell 脚本。编写内容如图 8-19 所示。

这种脚本语言也就是将所有的终端命令写入一个文本文件中，然后在最开始制定用什么 shell 去执行这些命令。这里使用的是 bash 命令，需要在文件的开头添加一行 #!/bin/bash。

（2）编译脚本文件，形成批处理执行命令。

更改文件属性为可执行文件，所采用的命令为 chmod a + x datalistgrd. cmd；直接在该目录下执行. /datalistgrd. cmd。

执行这个命令的结果是形成几个 grd 文件，以及形成多个 2D 和 3D 的图像，并且默认直接打开这些图像，不需要额外手动进行。

9. 2D 或 3D 图像的浏览工具 mbgrdviz

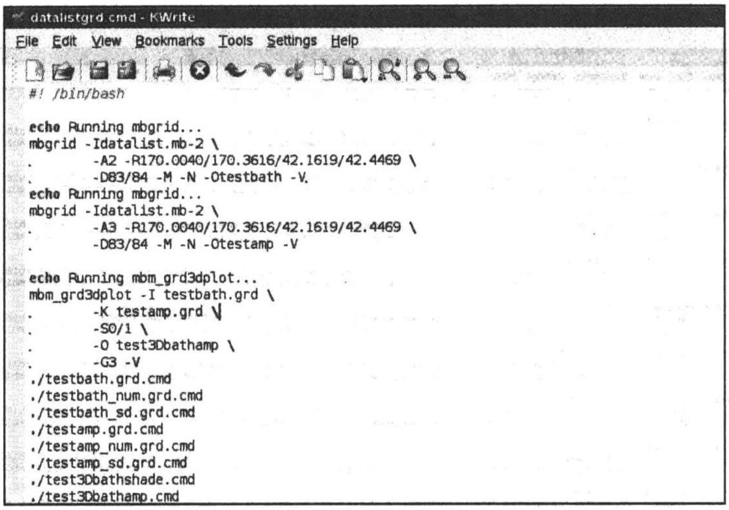


图 8-19　编写的脚本文件示例

运行 mbgrdviz 打开上面形成的 grd 文件，然后进行相应的设置可以看到如图 8-20 所示的海底等深线图形或立体三维图。

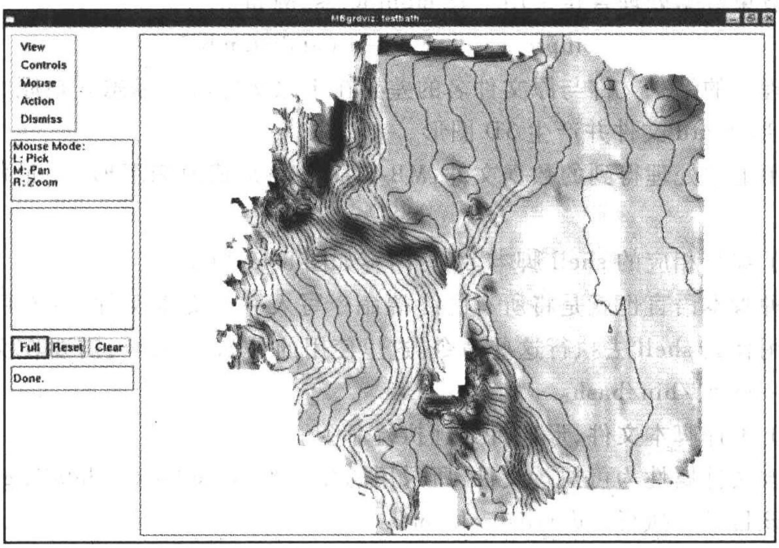


图 8-20　海底地形 3D 图

8.5　本章小结

本章介绍了几种比较经典的多波束商用数据处理软件的研究背景、各软件的特点以及数据处理过程。通过对这些商用软件研究的应用，总结了多波束数据处理的基本过程，与前面几章测深数据处理理论相呼应，形成了系统的多波束测深数据处理流程。

以 Naptuer 软件和开放式 MB-System 软件为例，系统地说明了这两个软件的数据处理流程，特别对 MB-System 的结构、设计思想以及部分代码进行了介绍，希望在此基础上开发我国的多波束数据处理软件。

参考文献

[1] Neptune 公司. Neptune 软件说明书[M].

[2] CARIS 公司. CARIS 软件说明书[M].

[3] 软件 MB-system 的说明书 mb-cookbook. pdf.

[4] Mayer L. Shallow Water Multibeam Sonar Historical Overview and Modern Requirement. Ocean Mappıng Group-universıty of New Brunswick, 1996.

[5] Sımrad EM 3000 Multibeam Echo Sounder base version, Kongsberg Sımrad, 1999.

[6] Mitchell NC, Somers M L. Quantıtative Backscantter Measurements with a Loge-range Sıde Scan Sonar[J]. IEEE Journal Oceanic Engineering, 1989, 14(4): 368-374.

[7] 赵建虎. 多波束深度及图像数据处理方法研究[D]. 武汉：武汉大学, 2002.

[8] Hughes Clarke J. E. The Effect of the Fıne Scale Seabed Morphology and Texture on the Fıdelıty of Swath Bathymetrıc Soundıng Data[C]. The Canadian Hydrographic Conference 98, Vıctorıa, Brıtish Columbıa, Canada, 1998.

[9] Besel P J, Jaın R C. Segmentatıon Through Varıable-order Surface Fıttıng[J]. IEEE Transactions on Pattern Analysıs and Machıne Intellıgence, 1998, 10(2): 167-192.

[10] Eeg J. On the Identıfıcatıon of Spıkes ın Soundıngs[J]. International Hydrographyıc Revıew, 1995, LXXII(1): 33-41.

第 9 章　声强数据的处理及声呐图像的形成

多波束系统除了点位和水深测量成果外，还有回波强度(backscatter)，前者主要用于描述海底地形，而后者在分析和解释海底地貌中扮演着十分重要的角色。

多波束系统在进行深度测量的同时也记录了来自海底的回波强度信息，这使利用声强信息正演海底地质学特征成为可能。海底地质学特征一直是海底矿产资源、海洋地质、水下工程地质、海洋渔业、潜艇、水雷和水下通讯等领域的重要研究内容。海底声散问题虽然在近 40 年中得到了广泛的研究，但由于海底是一个非常复杂的物理体，尤其在近海区，沉积物类型变化复杂，声散问题远未得到解决。近年来，随着人类对海底世界认识的深入和相关技术研究的进展，国内外许多学者尝试将多波束系统应用于海底目标的探测和地质分类，如 Christan de Moustier 和 Bishwajit Chakraborty 等将多波束的声散特性应用于多金属结核的探测方面，并取得了一定的成果；而我国在这方面的研究尚处于起步阶段。

因此，根据声散理论研究海底分类的理论依据，对扩展多波束的应用领域、增强人们对海底地貌的认识具有十分重要的现实意义和长远意义。本章将重点研究回波强度与海底地质类型的关系，以及海底声呐图像形成的机理。

9.1　声能方程及其解释

声波作为多波束系统的测量工具，其在水中的传播特性受控于海水介质和海底地貌，为了获得海底地物的物理属性，对声能方程的分析和研究是十分必要的。

假设声波的发出强度为 SL(发射源能级 source level)，发射换能器的指向性指数为 DI_T(directivity index)，传播过程中产生的能量损失为 TL(transmission loss)，海洋噪声对声能造成的损失为 NL(noise level)，接收来自目标反射(散射)的信号能级为 BS(backscatter strength)；接收换能器的声噪水平为 EL(echo-to-noise level)，指向性指数为 DI_R(directivity index)，则波束传播过程中的声能变化可通过图 9-1 和声呐方程式(9-1)来描述。

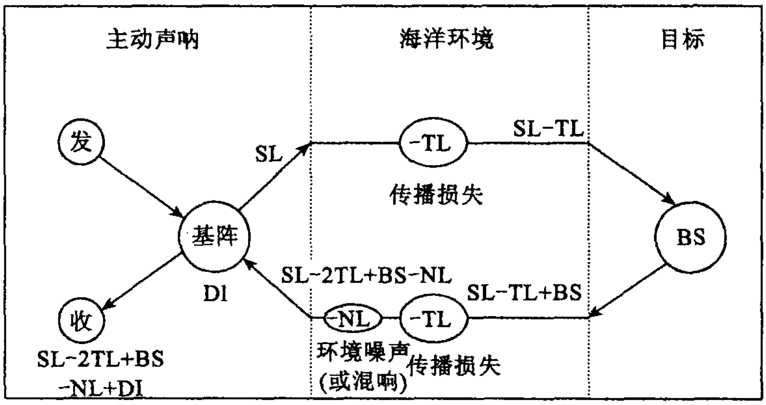


图 9-1　波束在传播过程中的声能变化图

$$\mathrm{EL} = \mathrm{SL} - 2\mathrm{TL} + \mathrm{BS} - \mathrm{NL} + \mathrm{DI}_R \quad (\mathrm{dB}) \tag{9-1}$$

多波束发射的是窄波束，具有很强的指向性，设 W_a 和 W_e 分别为输出声功率和输入声功率(单位为 W)，根据指向性声强的定义，则距离声源 R 处的声强为：

$$I = \frac{W_e \eta d}{4\pi R^2} \quad (\mathrm{W/m^2}) \tag{9-2}$$

式中，η 为换能器的电转声效率，

$$\eta = \frac{W_a}{W_e} 100\% \tag{9-3}$$

d 为聚集系数，

$$d = \frac{I_0}{I} \tag{9-4}$$

I_0 和 I 分别为轴向声强和同一距离处的无指向性声强。

声强在轴上的另外一种计算模型为：

$$I = \frac{P^2}{\rho C} \tag{9-5}$$

式中，ρC 为海水阻抗($\rho = 1\ 000\mathrm{kg/m^3}$，$C = 1\ 500\mathrm{m/s}$)；$P$ 为声压(Pa)。根据式(9-2)和式(9-5)得：

$$P^2 = \frac{\rho C W_a d}{4\pi R^2} = \frac{\rho C W_e \eta d}{4\pi R^2} \quad (\mathrm{Pa^2})$$

$R = 1\mathrm{m}$ 时，上式的分贝表达式为：

$$20\lg P_0 = 10\lg\left(\frac{\rho C}{4\pi R^2}\right) + 10\lg W_e + 10\lg \eta + 10\lg d \quad (\mathrm{dB\ re\ 1Pa}) \tag{9-6}$$

定义 SL = 20lgP_0，DI = 10lg$d$，uPa 作为压力单位，则发射源能级的表达为：

$$SL = 107.8 + 10\lg W_e + 10\lg\eta + DI_T \quad (\text{dB re 1uPa}) \tag{9-7}$$

波束在传播过程中，随着球形扩展和海水的吸收，能量的减少量 TL（传播损失）为：

$$TL = 20\lg R + \alpha R \quad (\text{dB re 1m}),(R(\text{m}),\ \alpha(\text{dB/m})) \tag{9-8}$$

式中，α 为吸收系数，是声波频率、水浊度等参数的函数。

BS 取决于海底地质类型、地形条件和波束在海底的投射面积（波束脚印的面积）AE，表达为：

$$BS = BS_B + 10\lg AE \tag{9-9}$$

设 τ 为脉冲宽度，ψ_T、ψ_R、θ 分别为发射、接收波束的宽度以及波束的入射角，若海床平坦，则 AE(m^2) 为：

$$AE = \begin{cases} \psi_T\psi_R R^2, & \theta < 5° \\ \dfrac{C\tau\psi_T R}{2\sin\theta}, & \theta \geq 5° \end{cases} \tag{9-10}$$

BS_B 是 BS_0（反映海底地质特征和粗糙度）项以及角度相关项的和，即

$$BS_B = BS_0 + 10\lg\cos^k\theta \tag{9-11}$$

当波束入射角 θ 位于 15° ~ 65° 时，BS_B 与入射角的相关性用 Lambert 法则（k = 2）可以很好地描述；当波束近乎垂直入射时，BS_B（BS_N）是比较复杂的，是海底类型和粗糙度的函数（de Moustier and Alexandrou，1991；Jackson，et al，1986）。

只有回声水平高出噪声水平（NL）一定数量，接收换能器才能接收和检测到测量信号。一般情况下，高出 NL 10dB 时，采用相位检测；高出 20dB 时，采用振幅检测。NL 的能级水平为：

$$NL = N_0 + 10\lg BW \quad (N_0:\text{dB}/\sqrt{\text{Hz}},\ BW:\text{Hz}) \tag{9-12}$$

式中，N_0 为环境噪声的谱能级；BW 为接收机的带度。

设换能器的活性面面积为 A，则指向性指数的一般性描述为：

$$DI = 10\lg\left(\frac{4\pi A}{\lambda^2}\right) \quad (\text{dB}),A(\text{m}^2),\lambda(\text{m}) \tag{9-13}$$

$DI_{T,R}$ 为发射和接收波束模式的指向性指数，分别计算 DI_T、DI_R，并求和获得 $DI_{T,R}$，对于一般的线性孔径阵列，当 $L \gg \lambda$ 时有：

$$DI = 10\lg(2L/\lambda)$$

对于一个 2° 的发射和接收波束，长阵列轴上约有 17dB 的声能转化为指向性指数。

将式(9-7) ~ 式(9-13) 综合代入式(9-1)，则有：

$\theta \approx 0°$ 时：

$$\mathrm{EL} = \mathrm{SL} - 2\alpha R - 20\lg R + \mathrm{BS}_N + 10\lg\psi_T\psi_R - \mathrm{NL} + \mathrm{DI} \tag{9-14}$$

$\theta \approx 15°$ 时：

$$\mathrm{EL} = \mathrm{SL} - 2\alpha R - 30\lg R + BS_0 + 10\lg\frac{C\tau\psi_T\cos^2\theta}{2\sin\theta} - \mathrm{NL} + \mathrm{DI} \tag{9-15}$$

由式(9-14) 和式(9-15) 可知，声能方程具有计算系统探测距离的能力；根据式(9-11)，声能方程还能反映海底类型的变化，因而它具有解释海底地貌特征的作用。

9.2　回波强度与海底类型的关系

根据声波传播理论，声波遇到不连续界面时会产生反射、折射和散射现象（如图 9-2 所示）。

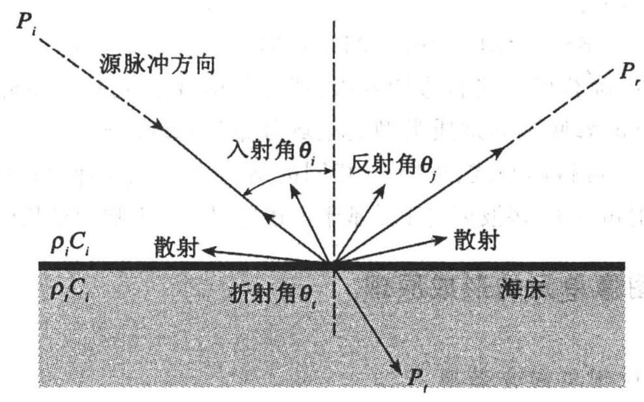


图 9-2　声波与介质面的作用

在阻抗不同的分层介质中，设入射声压为 P_i，界面反射声压为 P_r，折射声压为 P_t；与之相对应的入射角、反射角和折射角分别为 θ_i、θ_j 和 θ_t。讨论光滑界面上入射、反射和折射声压之间的关系时，需作如下两个假设：

（1）界面上不存在剩余压力，即 $P_i + P_r = P_t$；

（2）界面上质点的法线方向运动速度为零，即

$$\frac{P_i\cos\theta_i}{\rho_i C_i} - \frac{P_r\cos\theta_i}{\rho_i C_i} = \frac{P_t\cos\theta_t}{\rho_t C_t}$$

联合以上两个假设，则反射系数 R 为：

$$R = \frac{P_r}{P_i} = \frac{\rho_t C_t - \rho_i C_i}{\rho_t C_t + \rho_i C_i} \tag{9-16a}$$

令 $m = \frac{\rho_t}{\rho_i}, n = \frac{C_i}{C_t}$,则

$$R = \frac{m\sin\theta_i - n\sin\theta_t}{m\sin\theta_i + n\sin\theta_t} \tag{9-16b}$$

由此可知,声波在介质面处的反射特性与物质的密度相关,密度大,则反射系数大。

上述模型是在假设海底为镜面情况下得出的结论,实际海床的起伏、底质的多样变化均会给回波强度带来一定的影响,研究其影响对于波束为非垂直入射的声呐系统具有重要意义。

根据声能方程式(9-1),发射波束与海底的直接作用体现在 BS 项上。结合式(9-9),海底对声波的散射强度与声波在海底的照射面积 AE 有关,还与海底物质的物理属性(BS_B) 有关。

BS_B 可表达为:

$$BS_B = EL - SL + 2TL + NL - DI - 10\lg AE \tag{9-17}$$

只要能够准确获得等式右边的各项,便可获得 BS_B,再根据 BS_B 与海底物质的关系,则可反演海底不同地质类型的区域分布,即海底分类。

由式(9-11) 可得出与式(9-16b) 相同的结论,即 BS_B 不但与海底类型有关,还与波束的入射角有关。多波束也正是基于上述思想进行声呐测量和地质分类的。

9.3 声呐图像单元的形成原理

9.3.1 底部检测与回波强度

多波束系统的参数测量均是通过系统的底部检测完成的。底部检测的目的在于寻找和确定每个波束的到达角和往返传播时间(或相位变化),再根据相关的改正技术确定波束脚印的水平距离和深度。

底部检测的首要工作在于确定波束的到达角,到达角的确定有多种方法(Morega, 1976; Farr, 1980; Morega and Sankar,1984; Satriano, 1991; Hammerstad,1991),主要有:

(1) 预先固定一个角方向,计算该方向上的波束到达的时间;

(2) 确定每次采样所有波束的到达角;

(3) 通过采用一种分割孔径相关器技术,实现波束到达角的确定。

前两类方法实施底部检测完全建立在回波强度的基础上;第三类方法虽然似乎与能量无关,但涉及了波束轴线,测量该轴线上的声强基本上也反映了波束

的实际回向散射声强。

总之，底部检测可以非常容易获得每个到达波束的声能强度（或振幅），而声能强度正是声呐图像形成的重要参数。

9.3.2　声呐图像单元的形成

回波强度采样时，测量对象仍是海底的波束脚印。对于深度测量，探测的仅是代表波束脚印中心处的平均往返时间或相位变化；而对于声呐测量，探测的是一个回向散射强度的时序观测量，每一个时序观测量相对波束脚印要小得多，单位时间内，时序采样的个数是测深采样的几倍或十几倍（视声呐图像的分辨率而定）。每个时序采样仍然是球形面的发射波束模式与环形面的接收波束模式在[t,$t+dt$]（对于连续波 CW，dt 小于脉冲长度）时间段内形成的交界面。同深度测量不同的是，深度测量实际上反映的是该波束穿透区内的平均斜距，而声呐采样测量的是该穿透区内由多个波束模式所包围的波束脚印。其工作原理如图 9-3 所示。

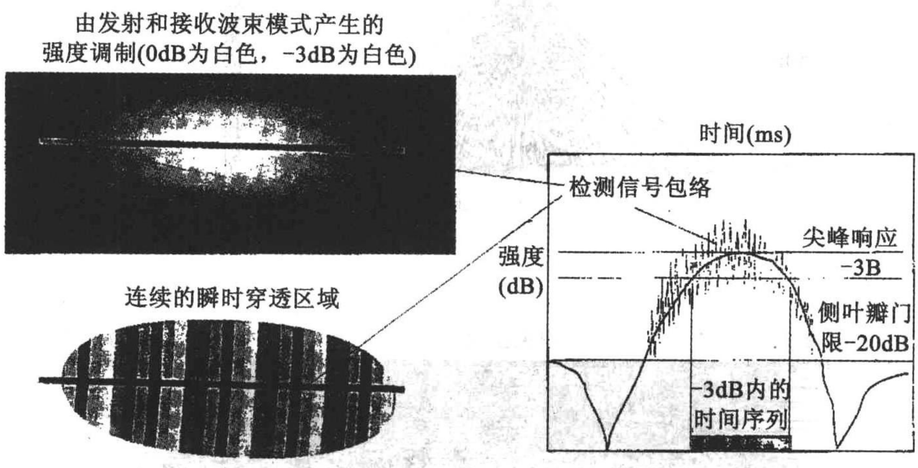


图 9-3　单个波束脚印内的声呐图像时序采样原理

多波束每完成一次测量，便在扇面与海底的交线上形成一组回波强度时序观测量，经过多次测量，可获得测区内不同位置的回波强度。

为了获得测区的声呐图像，还必须完成声线改正和图像镶嵌（mosaic）两项工作。

底部检测在测定回波强度的同时，也获得了波束的往返程时间和到达角，利用声线改正，很容易获得波束的横向水平距离和深度。

扇面内波束在海底的投射点定义了一条经过每一波束穿透区中心的断面线。对穿透区声强的详尽描述包括波束模式的前后宽度、相邻波束脚印以及连续ping间的关系，同时还要监控每ping发射时的船体运动状态，从而保证波束脚印间的重合度以及ping间的无间隙。将每ping所形成的断面线按照船速和ping发射的时间序列紧密地排列起来，形成多波束原始声呐图像（如图9-4所示）。自此，便完成了图像镶嵌的准备工作。

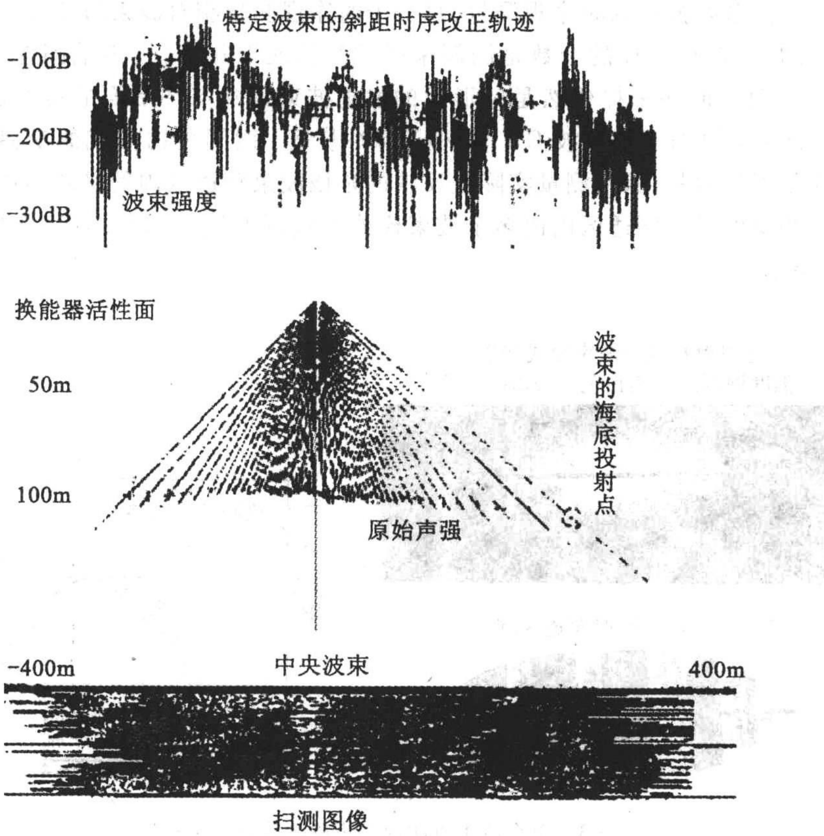


图9-4　多波束声呐图像的成像原理

穿透区声强可通过一定的灰度水平来描述，呈现一定的明暗变化，反映了回波强度水平，也反映了海底沉积物的物理属性；为了得到真实的回波强度，就必须对影响声强的诸因素进行比较深入的研究，并对其影响进行补偿。

9.4　影响声强的主要因素

声呐测量的目的在于利用海底的回波信号演变海底的地质特征。根据式(9-17)，影响 BS_B 的因素主要有 SL、EL、DI_R、TL、NL 和声波的散射以及混响。若能准确得到这些参量，就能获得反映海底特征的真正散射信号强度。

1. 海洋环境噪声

多波束的干扰背景有两类，一是混响，二是噪声。噪声又可分为自噪声和环境噪声两种。

自噪声包括仪器的电子设备噪声、船体噪声。对于电子噪声，只要换能器的灵敏度足够高，自噪声可以不考虑。船体噪声可细分为机械、动水和螺旋桨噪声等。船体低速航行时，机械振动会使低频范围内出现单频成分的噪声；高速航行时，动水噪声和螺旋桨噪声是基本噪声。

海洋环境噪声相比自噪声而言，无法通过人为方式克服，它完全依赖于海洋环境，因此，噪声的消除除了选用性能比较好的测量设备和船只外，对野外作业条件、参数的设置和信号处理手段的选择也有一定的要求。

2. 声波的散射和混响

多波束测量时，海洋环境噪声和各种散射体（如海洋生物、粗糙海面）产生的散射均会伴随着有用信号被换能器接收，从而使信号质量下降。

海洋混响是另一类干扰背景，它主要是由于散射信号在接收点处的叠加产生的。混响与发射功率成正比，发射功率增加到一定限度时，混响将大于噪声。

混响可分为容积混响、海面混响和海底混响。容积混响起因于海水的非均匀性。海洋中微粒、气泡、海洋生物、鱼类等都会产生声波散射。此外，还有对容积混响产生决定性影响的深水散射层。容积混响的强度与单位容积内的散射体数量、发射脉冲宽度成正比，与距离成反比。与散射体的尺寸和频率也有一定的关系。

海面混响对浅水多波束的影响比较严重。海面混响强度除与声波的掠射角、工作频率有关外，还与海面的粗糙度有关。海面混响对声强的影响 S_S 为：

$$\begin{aligned} S_S &= -10\lg 8\pi a^2 + 217a^{-2}\tan^2\varphi \\ a^2 &= 0.003 + 5.12\times 10^{-3}\omega \end{aligned} \tag{9-18}$$

式中，ω 为风速（m/s）；φ 为声波的掠射角（°）；a^2 为海浪斜度均方值。

海底的粗糙度同样引起散射，从而产生海底混响。海底混响强度取决于海底的粗糙度和掠射角，海底越粗糙，反向散射强度越大；掠射角越小，反向散射强度越小。

3. 声能的传播损失

由于波阵面的扩展、介质的吸收和散射以及界面反射损失等原因，声能会随着传播距离的增大而不断衰减。

4. 海底沉积层对声波的吸收

不同频率的波束对不同海底类型沉积物的穿透本领不同。与海水相比，沉积层的吸收系数要高得多。除了沉积物自身吸收造成声能衰减外，某些沉积物中还夹杂着水分，这类介质中的声吸收主要取决于传播过程中质点所引起的摩擦耗损，其大小与沉积物的孔隙度 n 有关。Hamilton 根据实验给出了每千赫频率吸收系数 β 与沉积物孔隙度 n 的关系。

5. 海底地形的影响

总体而言，海底地形是比较平坦的，但还存在着小尺度的变化，即海底粗糙度。当粗糙度较大时，会对波束在海底的反(散)射特征起到决定性作用。声波在这种微地形上的散射不仅会使反射波束振幅减小，有时还会导致波形发生变化，从而使反(散)射信号的频谱发生改变。

6. SVP 的影响

波束的传播损失与传播距离有关，而传播距离取决于实际传播路径。只有依据声速断面 SVP，才能得到波束的实际传播轨迹，因此，SVP 对于传播损失的计算十分重要。

9.5 回波强度数据处理

多波束记录中包含了每一个时序采样的经、纬度和声强(或振幅)信息。受噪声的影响，声强测量值不能直接反映真实的海底地质特征，因此必须对其进行预处理。一般的处理软件仅顾及了传播损失 TL、声线改正和 Lambert 法则改正，未考虑海底地形、海洋声场变化对声强的影响。下面详细地分析各种因素对声强的影响，并给出补偿模型。

1. 信号的传播损失

扩展损失是波阵面随距离扩展产生的声强衰减。设距离声源 R_1 和 R_2 的两个波阵面面积分别为 $S_1 = 4\pi R_1^2$ 和 $S_2 = 4\pi R_2^2$，在波阵面上所对应的声强为 I_1 和 I_2，则扩展损失为：

$$\mathrm{TL} = 10\lg \frac{I_1}{I_2} \tag{9-19}$$

由于在无耗损介质中，声波穿透波阵面的功率应该保持不变，则有关系式：

$$4\pi R_1^2 I_1 = 4\pi R_2^2 I_2 \tag{9-20}$$

根据无耗损介质的特点有：

$$TL = 10\lg \frac{I_1}{I_2} = 10\lg \left(\frac{R_2}{R_1} \right)^2 = 20\lg \frac{R_2}{R_1}$$

$R_1 = 1\text{m}$ 时，

$$TL = 10\lg R_2^2 = 20\lg R_2$$

波束在海水中传播时，水中含有大量的自由离子，对声能具有较强的吸收作用；另外一个降低声能的因素是海水的吸收。综合考虑，则距离声源 R 处的声强 I_2 为：

$$I_2 = \frac{I_1}{R^n} 10^{-\alpha R} \tag{9-21}$$

式中，α 为衰减系数；n 为波束的传播形式，对于球面传播，$n = 2$。则海水中声能的传播损失为：

$$TL = 20\lg R + \alpha R \tag{9-22}$$

式中，TL、R、α 的单位分别为 dB、m 和 dB/m，第一项为波束的球面扩展损失，第二项为海水吸收损失。衰减系数 α 是频率 f(kHz)、盐度 S(ppt)、温度 T(℃) 和深度 Z(km) 的函数，c 为声速(m/s)，pH 为 7.6 ~ 8.2 级。α 的综合表示式：

$$\alpha = \frac{A_1 f_1 f^2}{f^2 + f_1^2} + \frac{A_2 P_2 f_2 f^2}{f^2 + f_2^2} + A_3 P_3 f^2$$

其中，

$$A_1 = \frac{8.86 \times 10^{(0.78\text{pH}-5)}}{c}$$

$$A_2 = \frac{21.44S(1 + 0.025T)}{c}$$

$$f_1 = 2.8\sqrt{S/35} \times 10^{\left(4 - \frac{1245}{273+T}\right)}$$

$$f_2 = \frac{8.17 \cdot 10^{\left(8 - \frac{1990}{273+T}\right)}}{1 + 0.0018(S - 35)}$$

$$A_3 = \begin{cases} T \leq 20℃: 4.937 \times 10^{-4} - T(2.59 \times 10^{-5} - T(9.11 \times 10^{-7} - 1.5 \times 10^{-8}T)) \\ T > 20℃: 3.964 \times 10^{-4} - T(1.146 \times 10^{-5} - T(1.45 \times 10^{-7} - 6.5 \times 10^{-10}T)) \end{cases}$$

$$P_2 = 1 - Z(0.137 - 0.0062Z)$$

$$P_3 = 1 - Z(0.0383 - 4.9 \times 10^{-4}Z)$$

(9-23)

从式(9-23) 可以看出，在海洋水文因素一定的情况下，吸收造成的衰减主要与频率相关，频率愈大，衰减愈大，当频率大于 10kHz 时，衰减因子 α 对声强的

影响变成一个主要因素，因而在多波束系统的设计和选型时，必须考虑频率的影响。

返回信号的强弱包含了海底地形和传播距离的变化信息（丁继胜等，1999）。为了削弱衰减的影响，就必须对衰减引起的信号减弱进行补偿。当水文因素和工作频率不变时，衰减与传播时间（距离）存在着一定的关系，传播距离愈大，强度衰减愈显著。为了消除衰减造成的回波强度损失，系统对此进行了时间增益补偿。

波束的扩展损失和衰减损失与波束经历的传播路径密切相关。为了得到准确的 TL，就需对声波的传播路径进行追踪，即声线弯曲改正。

2. 声线弯曲改正

根据声线跟踪的研究，设波束在层 i 中以常声速 C_i 传播，Δz_i、Δt_i 为层厚度和波束的传播时间，p 为 Snell 常数，则波束在整个水柱中经历的实际声程 R 为：

$$R = 2\sum_{i=1}^{n} C_i \Delta t_i \tag{9-24}$$

或

$$R = 2\sum_{i=1}^{n} (\Delta x^2 + \Delta z^2)^{1/2} \tag{9-25}$$

若声速在层 i 中以常梯度 g_i 变化，波束在整个水柱中经历的实际声程 R 为：

$$\begin{aligned}
R &= 2\sum_{i=1}^{n} R_i \Delta\theta_i \\
R_i &= -1/pg_i,\ \Delta\theta_i = |\theta_i - \theta_{i+1}| \\
g_i &= \frac{C_{i+1} - C_i}{z_{i+1} - z_i},\ \Delta z = z_{i+1} - z_i \\
\theta_i &= \arccos[(1 - (pC_i)^2)^{1/2}] \\
\theta_{i+1} &= \arccos[(1 - (pC_{i+1})^2)^{1/2}]
\end{aligned} \tag{9-26}$$

式中，θ_i 和 θ_{i+1} 为厚度 Δz_i 水层表面波束的入射角和层底的出射角，对应着声速 C_i 和 C_{i+1}。

根据 Snell 法则，结合 SVP 和波束在水表层发射时刻的入射角，便可追踪到波束到达海底的入射角，进而根据该角度和 Lambert 法则进行声能计算。

多波束或侧扫声呐系统在进行回波强度计算时，假设海底地形变化平坦，但实际上，海床还存在着小波长尺度的地形变化，对回波强度会产生一定的影响。

3. 海底地形对波束入射角的影响

设波束在平坦海底的入射角为 θ，由于海底地形的影响，实际入射角 θ' 为：

$$\theta' = \begin{cases} \theta - \beta & (9\text{-}27\text{a}) \\ \arccos\left(\dfrac{\tan(\theta - \theta_R)\tan\theta + 1}{\sqrt{\tan(\theta_T)^2 + \tan(\theta - \theta_R)^2 + 1}\ \sqrt{\tan(\theta)^2 + 1}}\right) & (9\text{-}27\text{b}) \end{cases}$$

式中，θ_R、θ_T 为因坡面影响产生的二维入射角在横向和纵向的分量；β 为海底坡度；式(9-27a) 反映的是坡面同 ping 测量断面走向相同情况下波束在海底的实际入射角(特殊情况)；式(9-27b) 是坡面产生的二维入射角(一般情况)。

根据 Lambert 法则有：

$$BS_B = BS_0 + 20\lg\cos\theta' \tag{9-28}$$

取坡面上的三点 $M_1(x_1, y_1, z_1)$、$M_2(x_2, y_2, z_2)$、$M_3(x_3, y_3, z_3)$，其中 $z_1 > z_2 > z_3$，则坡面方程为：

$$A(x - x_1) + B(y - y_1) + C(z - z_1) = 0$$

系数 A、B、C 可通过坡面的法向量 $\boldsymbol{n}$ 确定。则坡度 β 为：

$$\beta = \arccos\left(\frac{|C|}{\sqrt{A^2 + B^2 + C^2}}\right) \tag{9-29}$$

坡度 β 的计算精度主要受测深精度的影响。若波束脚印落在两个坡面形成的交叉地带，则波束形成一个空间二面角，实际的波束入射角可通过式(9-27b)获得。

4. 声照区面积改正

式(9-9) 表明 BS 与波束脚印面积 AE 有关，海底平坦时，AE 可表达为式(9-10)。

根据 Hammerstad(1994) 的观点，由于海底地形的影响，实际投射面积 AE′为：

$$AE' = \begin{cases} \dfrac{\psi_T \psi_R R^2}{\cos\theta_T \cos\theta_R}, \theta_R = 0 \\ \dfrac{c\tau\psi_T R}{2\cos\theta_T \sin\theta_R}, \text{其他} \end{cases} \tag{9-30}$$

根据声能方程，波束在海底投射区面积对声能的影响应为 10lgAE′。

5. Lambert 法则改正

根据式(9-11)，为了得到完全反映海底地质信息的声强 BS_0，需将等式右边与入射角相关的项 $20\lg\cos\theta$ 消除。由于该项与波束入射角有关，因而只要根据声线跟踪确定波束在海床上的入射角，并消除海底地形的影响，根据式(9-28)右边第二项，消除与入射角相关的影响，获得纯粹反映海底地质特征的声强信息。

综上所述，海底地形对回波强度的总影响为：

$$\begin{aligned}\Delta_{BS} &= \left(10\lg\frac{c\tau\psi_T R}{2\cos\theta_T\sin\theta_R} - 10\lg\frac{c\tau\psi_T R}{2\sin\theta}\right) + (10\lg\cos^2\theta - 10\lg\cos^2\theta) \\ &= 10\lg\frac{\sin\theta}{\cos\theta_T\sin\theta_R} + 10\lg\frac{(\tan(\theta-\theta_R)\tan\theta+1)^2}{\tan(\theta_T)^2+\tan(\theta-\theta_R)^2+1}\end{aligned} \tag{9-31}$$

统计分析(见图 9-5) 和式(9-31) 表明，海底地形对声强的影响与波束的入射角有关，最大影响量达到 7dB，在实际数据处理中应给予重视。

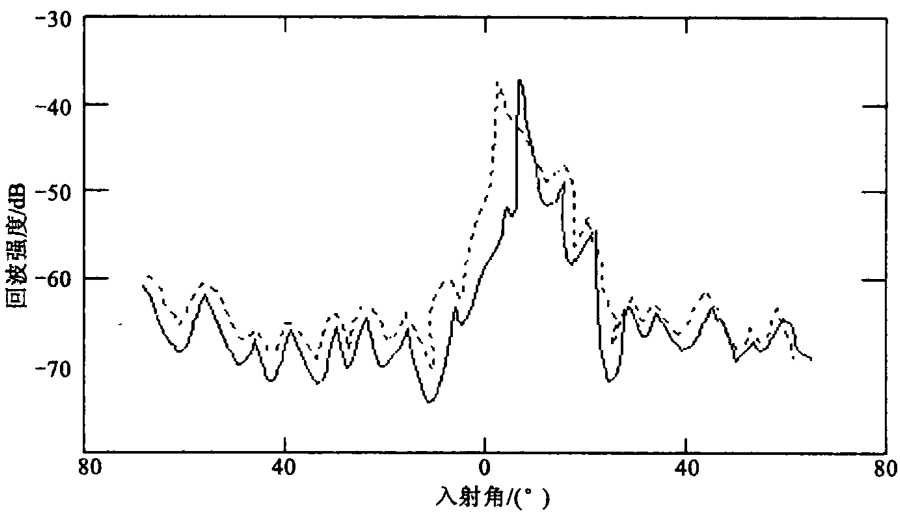


图 9-5 海底地形对声强的影响以及与入射角的关系

6. 声场变化特征及其影响

海洋中，声传播的起伏变化产生声场变化。声呐信号的起伏主要是由于测量船的漂移、姿态的变化以及影响声速变化的海洋水文因素等引起的。另外，海洋中生物体、声照射区底质特征及地形变化也会有一定的影响。这些因素造成所接收到的信号可能在全部或局部范围内的统计特性带有随机性，即接收到的信号由许多随机的和时变的振幅和相位组成。这种变化使得所形成的声呐图像复杂化(如图 9-6 所示)，无法用于解释海底地形、地貌。

根据随机变化的统计特性，在实际数据处理中，一般需要对数个或数十个回波信号取平均，消除声信号起伏的影响，其平均值被认为是接近实际的回波强度。

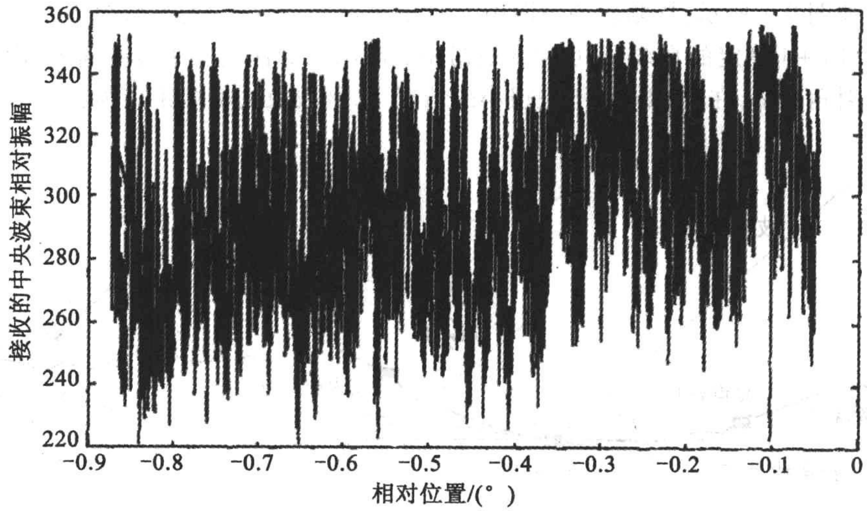


图 9-6　回声信号振幅的随机变化特征

9.6　声强数据的滤波以及位置的确定和内插

1. 声强数据滤波

尽管声强数据经过了预处理，但还包含着其他因素的影响。理论上，声强数据滤波也可采用深度数据滤波中的算法。由于数据量庞大，这里采用简单的滑动平均滤波，其模型为：

$$BS_i = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} BS_j \tag{9-32}$$

式中，N 为选定窗口内声强的采样个数；BS_i 为第 i 个被平滑对象；BS_j 为窗口内声强采样。

滑动平均滤波能够降低声强中的噪声，但窗口过大会引起声强失真，窗口的大小取决于波束脚印的大小和地质的变化特征。在地质类型比较简单时，适当增大窗口；否则，减小窗口。

2. 声强采样位置的确定

多波束每一次测量形成一个断面，断面内的声强采样具有时序性。为了绘制声呐图像，声强必须从时间序列转化为横向距离序列。多波束具有相对较高的测深精度，可以充分地利用其深度信息获得振幅所对应的正确位置（Mitchell，1991；Reed and Hussong，1989）。一种确定振幅位置比较有效的方法是 Neil C.

Mitchell 在 1996 年提出的波束振幅投影法，利用这种方法形成海底声呐图像。

如图 9-7 所示，振幅轨迹为图中 w 形的声波信号，确定的投影面为相邻测深点 k 和 $k+1$ 确定的直线，其坡度 α 根据相邻测深点的深度和距离差确定。设波束的入射角为 ϕ，在角 $(\phi-\alpha)$ 不是很小的情况下，则波束的横向距离为：

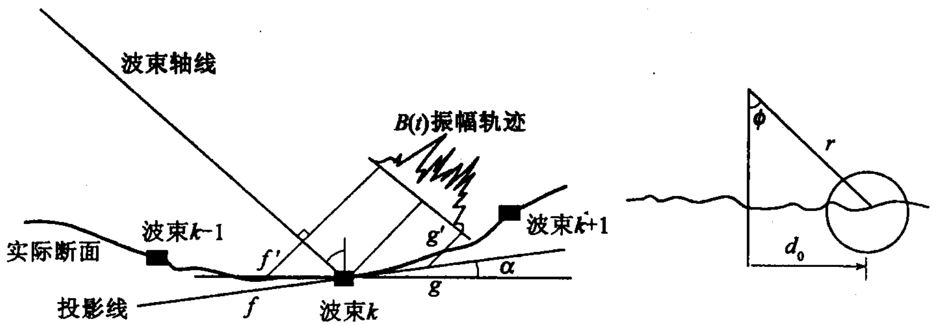


图 9-7　回声强度位置的确定

$$d = d_0 + (i - i_0)\Delta r\cos\alpha/\sin(\phi - \alpha) \tag{9-33}$$

式中，d_0 为波束中心的横向距离；i 为声强采样序号；i_0 为对应的波束中心声强采样序号；Δr 为斜距方向距离采样的间隔；α 为坡度。

如果海底地形起伏变化不大，式(9-33) 可以获得准确的声强采样位置；反之，粗糙的海底地形将会导致坡度 α 异常大，这时投影到 f-g 线上的振幅对应位置与投影到 f'-g'（实际投影面）线上的位置出现偏差。实际上，该偏差非常小，对于投影距离的计算精度影响甚微(Mitchell,1991)。

3. 声强数据的内插

实现了声强数据的滤波和位置的确定以后，下一步需要考虑断面上声强数据的分布问题。由于多波束的测量模式所致，实际上投影点之间的距离不是一个常数，而是随深度的变化而变化；底部检测的失败将导致声强信息无效；粗差的剔除也是引起声强数据空缺的一个因素。

为了得到等间距的声强分布，就需要根据波束投射点的位置对声强进行内差。考虑声强数据在断面上的分布特点，采用简单的线形内插便可获得高精度的内插声强值。

声强数据的内插还表现在图像形成以后。由于船速和航向的变化，导致 ping 扇面之间的间距大小不一。采样点间距较小时，问题比较容易解决；空隙较大时，则需根据周围声强进行内插。

9.7 声呐图像的形成

测区内声呐强度的变化一般利用声呐图像来反映。声呐图像通过将多个ping、条带的声强数据按照一定的原则拼接起来，并对其进行抽样和量化来形成。

1. ping 与 ping 之间的拼接

受人为操作、海洋环境等因素的影响，换能器姿态做瞬时变化，从而导致测量断面不完全与设计航线正交，因此，为了形成图像，就必须按照船位，在地理框架下实现测量断面的拼接。

采样参数经声线改正后，获得波束中心相对换能器中心的水平位移和深度，进而再根据航向和船位得到波束中心的地理坐标。上一节已经讨论了波束脚印内声强采样位置的确定问题，并获得了每个采样相对中心采样的水平距离，由此可获得每个声强采样所对应的地理坐标。自此，对于每一个采样，实际上已经获得了它的三个参量，即平面位置(x,y) 和声强，这样，在地理框架下，条带内 ping 与 ping 之间声强数据的拼接就变得十分容易。

2. 条带图像间的拼接

条带图像间的拼接要解决两个问题，一是几何位置的统一，二是声强值的统一。

几何位置的统一实际上是为了实现条带重叠区重合采样点位置的对应。对于相邻条带而言，每个声呐采样点均能获得其坐标，且两个条带的坐标系统统一，因此，解决第一个问题比较容易。

图像拼接的关键问题是解决接边线的问题，即选择出一条曲线，按照这条曲线把图像拼接起来。待镶嵌图像按照这条曲线拼接后，曲线两侧的声强变化不显著或变化最小，这条理论上的曲线被称为接边线或镶嵌线。

如图 9-8 所示，若相邻条带的两个图像为f_1 和f_2，重叠区宽度为L，要在重叠区找出镶嵌线，只要找出该线与每 ping 断面线的交点即可。为此，只要选取一个长度为d 的一维窗口，让该窗口在断面线内逐个采样点上滑动，若窗口内所有重合点声强差值的绝对值和最小，则该点即为镶嵌线与该断面线的交点（接边点）。选取原则为：

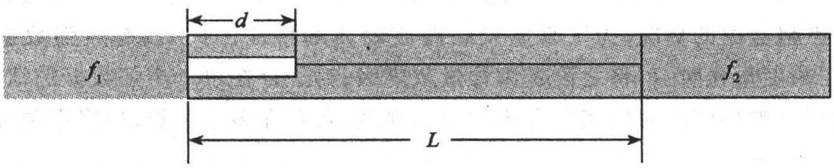


图 9-8　图像镶嵌中镶嵌线确定示意图

$$\sum_{j=0}^{d-1} |f_1(i,j_0+j) - f_2(i,j_0+j)| = \min \quad (j_0 = 1,2,\cdots,L-d+1) \tag{9-34}$$

式中，$f_1(i,j_0+j)$ 和 $f_2(i,j_0+j)$ 为滑动窗口内重合点 (i,j_0+j) 在图像 f_1 和 f_2 上对应的声强（灰度）值；i 为重合点 (i,j_0+j) 所对应的断面行；j_0 为窗口左端点对应的列；j_0+j 为点 (i,j_0+j) 对应的列。

满足上述条件的点即为接边点，将重叠区内相邻断面行上的接边点连接起来，便形成了镶嵌线。尽管获得了镶嵌线，并保证采样点两边的对应声强差理论上最小，但实际上这种差异还是存在的，并在一定程度上可能还比较大（因为重叠区的声强是通过边缘波束获得的）。为了保证声强水平的一致，就需对镶嵌线确定的重叠点上的声强进行重新计算。

确定重叠点上声强的方法比较多，其中最简单的是均值法。设 $f'(i,j)$ 为最终确定的声强，则

$$f'(i,j) = (f_1(i,j) + f_2(i,j))/2 \tag{9-35}$$

另一种确定重合点声强的方法为加权平均法，它考虑了不同条带中重合点声强的权重。就多波束而言，利用这种方法获得最终的声强值是比较恰当的。设 w_1 和 w_2 为重合点在两个条带中的权值（w_1 和 w_2 定权原则一致），则

$$f'(i,j) = w_1 f_1(i,j) + w_2 f_2(i,j) \tag{9-36}$$

$$w_1 = 1 - \frac{x-1}{L-1}$$

$$w_2 = \frac{x-1}{L-1} \quad (x = 1,2,\cdots,L)$$

式中，L 为重叠区的宽度；x 为重合点至重叠区靠近 f_1 一侧的距离。

3. 测区格网化及回波强度数据的选取（抽样）

为了便于计算机图像处理，就需对测区进行格网化。这种格网化处理不同于一般意义上的格网化，每个小的格网需要代表一个回波采样，该格网即为图像的像素。由于声强均具有位置信息，因而，格网化可在地理框架下进行。

声强采样的不均匀性可能导致格网内出现没有声强数据、一个声强数据和多个声强数据的情况。为了真实反映海底物质的特征，对于没有声强数据的格网，在灰度量化时，可将之设置为背景灰度级；对于存在单个声强数据的情况，用该声强反映格网所对应实际海床的回波强度；若存在多个声强，最终声强可根据如下原则确定：

① 接近均值原则。所有声强数据与均值较差，绝对差值最小者为可能的备

选声强。

② 声强变化渐进性原则。由于格网代表的实际海底区域较小，地质类型不可能发生大的突变，小区域范围内，地质类型的变化具有渐进性。

格网化和声强抽样工作完成的优劣直接影响着将来图像质量的好坏，也影响着图像对海底地质类型的反映。格网划分过粗(像素少)，像素代表区域较大，形成图像的 Mosaic 现象严重，则难以详细地反映海底类型的变化；像素过多，达到饱和，图像质量将不再提高，相反还会造成计算量的增大。

4. 回波强度向灰度级的转换(量化)

该转换实际上是将回波强度同描述图像的灰度级对应起来，实现回波强度向灰度级的量化。量化的方法较多，一般根据具体情况而定。

灰度级水平范围一般取0 ~ 255 色，声强的变化范围主要取决于海床的地质类型和多波束系统(如 Kongsberg Simrad EM 系列多波束声强的变化范围为 128dB ~ - 126dB)。对于一个测区而言，若海底地质类型变化复杂，回波强度分布于整个变化范围，则回波强度可量化为：

$$G = 126 + GB_S \quad (128\text{dB} \sim -126\text{dB})\ \text{对应灰度范围为}(255 \sim 0) \tag{9-37}$$

或 $$G = 128 - GB_S \quad (128\text{dB} \sim -126\text{dB})\ \text{对应灰度范围为}(0 \sim 255)$$

式中，G 为灰度级；GB_S 为声强值(无量纲)。

若声强变化范围为($GB_{S_{min}}$ ~ $GB_{S_{max}}$)，量化后的灰度范围为(G_{min} ~ G_{max})，则声强 GB_S 量化后的灰度级 G 可表达为：

$$G = G_{min} + \frac{G_{max} - G_{min}}{GB_{S_{max}} - GB_{S_{min}}}(GB_S - GB_{S_{min}}) \tag{9-38}$$

式中，GB 为灰度级；($GB_{S_{max}}$ ~ $GB_{S_{min}}$) 对应于(GB_{max} ~ GB_{min})。

为了增强图像的对比度，量化后的灰度范围(GB_{max} ~ GB_{min}) 同样可取(0,255)。

在声强向灰度级的转换过程中，灰度级的选择十分重要。灰度级可设置为256、124、64、32、16、4、2，灰度级选择得较大，图像的明暗变化可反映出细微海底地质的变化；反之，在图像中，原来浓淡平滑变化的部分，因为粗量化使浓淡产生较大的差别，从而造成假轮廓。另外，由于失去了浓淡的细微变化，量化后的图像质量将大大降低。若灰度级选为 2，则图像将成为黑白图。与确定像素个数的情况一样，灰度级大到一定的程度，对图像质量的提高将不再起作用，相反会加重计算量。

抽样和量化工作完成后，便形成了多波束声呐图像。图 9-9 是根据上述方法形成的一个测区的多波束声呐图像。图像中每个像素对应着两组表达参量，一组

为图像表达参量，即像素的位置(i,j)以及与之相对应的灰度$f(i,j)$；另一组为地理参量，即像素中心对应的地理坐标(x,y)和声强BS。若存在深度采样点，像素内还对应着深度z。

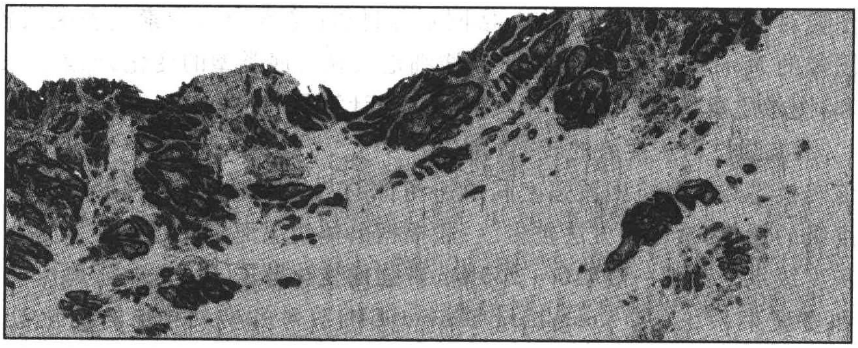


图9-9 多波束声呐图像

9.8 本章小结

多波束不同于一般的测深设备，不但可以获取测深数据，同时具有获取回波强度信息、形成回波强度图像的能力。

本章从声能方程出发，系统地解释了回波强度形成的机理、回波强度随海底底质的变化特性、纯量回波强度的数据处理方法以及最终灰度图像的形成。

本章内容为后续利用回波强度图像进行海底的一系列研究(如海底分类、目标识别等)奠定了基础。

参考文献

[1] 秦臻. 海洋开发与水声技术[M]. 北京:海洋出版社,1984.

[2] 雷桑诺夫,布列霍夫斯基赫. 海洋声学基础[M]. 北京:海洋出版社:1985.

[3] 唐秋华,周兴华,丁继胜,等. 多波束反向散射强度数据处理研究[J]. 海洋学报(中文版),2006,2:51-55.

[4] Hughes Clarke J E, Mayer L A, Mitchell N C, et al. Processing and Interpretation of 95 kHz Backscatter Data from Shallow-Water Multibeam Sonars[J]. IEEE,1993,23(2):437-442.

[5] Lingsch S, Robinson C. Processing, Presentation, and Data Basing of Acoustic Imagery[J]. Stennis Space Center, MS 39522-50001 USA,1995:1582-1591.

[6] de Moustier C, Matsumoto H. Seafloor Acoustic Remote Sensing with Multibeam Echo-souners and Bathymetric Siderscan Sonar System[J]. Marine Geophysical Researches, 1993,15:27-42.

第 10 章　声呐图像处理

声呐图像形成以后，还需对图像进行处理。主要是因为：

(1) 噪声干扰。声强数据虽然经过了严格的数据处理，但还包含着未被完全消除的噪声的影响，因而图像处理的一个非常重要的任务便是削弱噪声，提高图像质量。

(2) 突出有用特征。寻找和识别目标是多波束声呐图像的一个基本功能，因而对图像进行增强处理，突出图像中的有用信息，以利于目标的发现。

(3) 发现目标后，目标的尺寸、边缘和面积等特征的确定和提取还需通过图像处理获得。

鉴于此，声呐图像处理主要包括图像的平滑、增强和特征提取。

10.1　声呐图像平滑

噪声干扰降低了图像质量，造成图像特征提取和识别困难，并产生不良的视觉效果。噪声的生成原因一般是未知的，难以用数学模型表示。在图像中，噪声表现为高频特性，相对周围像素灰度有较大的偏差，呈现小麻点，具有空间不相关性。根据这些特点，采用一定的数学模型对其进行滤波，可达到消噪的目的。滤波模型的选择对滤波效果有着直接的影响。

10.1.1　声呐图像平滑的一般方法

图像的平滑方法很多，主要有均值平滑算子、空域低通滤波、频域低通滤波、中值滤波、特定滤波器滤波。所有这些方法具有共同的特点，即消除高频噪声，保留低频信号。

1. 邻域均值平滑算子

图像平滑一般采用积分求和、求均值的处理方法，以缩小相邻像素间的灰度差。邻域均值平滑算子是最简单的一种空域平滑算子，设邻域为 $n \times n$，则模板矩阵和对应的卷积计算式为：

$$w(x,y)=\frac{1}{n^2}\begin{bmatrix}1 & \cdots & 1\\ \vdots & & \vdots\\ 1 & \cdots & 1\end{bmatrix}_{n\times n} \tag{10-1}$$

$$g(i,j)=\frac{1}{n^2}\sum_{x=1}^{n}\sum_{y=1}^{n}f(i+x-2,j+y-2)$$

式中，f 和 g 分别为输入图像和输出图像；$w(i,j)$ 为模板矩阵；x、y 为邻域坐标系下像素的行数和列数。该方法的优点是运算简单，但图像细节会被钝化，而且所取邻域越大，图像越模糊。

2. 频域低通滤波

图像经 Fourier 变换后，噪声被包含在高频分量中，因此，对高频成分加以衰减可在频域中实现平滑处理。设 $f(i,j)$ 经 Fourier 变换后为 $F(i,j)$，低通滤波的转移函数为 $H(i,j)$，设经低通滤波后，图像的 Fourier 频谱为 $G(i,j)$，则有：

$$G(i,j)=H(i,j)F(i,j) \tag{10-2}$$

式中，$H(i,j)$ 应具有削弱高频、保留低频的特性，为零相移滤波器（即频谱响应对虚、实分量的衰减相同），且对频率平面的原点是圆对称。常用的 $H(i,j)$ 有以下几种：

理想滤波器：

$$H(i,j)=\begin{cases}1, & D(i,j)\leqslant D_0\\ 0, & D(i,j)>D_0\end{cases} \tag{10-3}$$

Butterworth 滤波器：

$$H(i,j)=\frac{1}{1+(\sqrt{2}-1)[D(i,j)/D_0]^{2n}} \tag{10-4}$$

指数滤波器：

$$H(i,j)=\exp\{[\ln(1/\sqrt{2})][D(i,j)/D_0]^n\} \tag{10-5}$$

梯形滤波器：

$$H(i,j)=\begin{cases}1, & D(i,j)<D_0\\ \dfrac{D(i,j)-D_1}{D_0-D_1}, & D_0\leqslant D(i,j)\leqslant D_1\\ 0, & D(i,j)>D_1\end{cases} \tag{10-6}$$

式中，D_0 为截止频率；D_1 是按要求预先指定的频率，$D_1<D_0$；$D(i,j)=(i^2+j^2)^{1/2}$。

3. 滑动平均滤波

滑动平均滤波即将像素 (i,j) 邻域的平均灰度作为最终的输出灰度。邻域大

小与平滑效果有着直接的关联,邻域愈大,平滑效果愈好,但会导致边缘信息的损失和图像模糊。若邻域为 $n \times n$,则输入图像 f 经滑动平均滤波后的输出图像 g 为:

$$g(i,j) = \frac{1}{n^2}\sum_{k=i-n/2}^{i+n/2}\sum_{l=j-n/2}^{j+n/2} f(k,l) \tag{10-7}$$

4. 中值滤波

不同于滑动平均滤波,中值滤波是将邻域内灰度序列的中间值作为滤波的输出灰度。其实施步骤是首先选定一个 $n \times n$ 方形或十字形的滤波窗口,并获取窗口内的灰度值;对这些灰度值排序,选取中间灰度值作为最终的灰度输出值。

5. 自适应滤波器(维纳(Wiener) 估计)

自适应滤波是低通滤波。选定 $n \times m$ 大小的邻域,邻域内灰度的均值 u 和方差 σ 为:

$$\begin{aligned} u &= \frac{1}{nm}\sum_{x=1}^{n}\sum_{y=1}^{m} f(x,y) \\ \sigma^2 &= \frac{1}{nm}\sum_{x=1}^{n}\sum_{y=1}^{m} (f^2(x,y) - u^2) \end{aligned} \tag{10-8}$$

设噪声方差为 v^2,则输出灰度为:

$$g(i,j) = u + \frac{\sigma^2 - v^2}{\sigma^2}[f(i,j) - u] \tag{10-9}$$

6. 高斯低通滤波器的模型

$$h_g(i,j) = \exp[-(i^2 + j^2)/2\pi\sigma^2],\ h(i,j) = \frac{h_g(i,j)}{\sum_i \sum_j h_g} \tag{10-10}$$

10.1.2 平滑实践及方法分析

为了验证上述方法在多波束声呐图像平滑中的优劣,获得一种实用的滤波模型,本章在 Kongsberg Simrad 公司提供的经过 Neptue 后处理软件处理后的多波束回波强度数据所形成的海底声呐图像(原图像仅经过了邻域平均滤波)的基础上,进行上述方法的滤波实验。

原始图像(图 9-9) 中存在着比较多的杂点,图像相对模糊。利用高斯低通滤波(图 10-1(a)),虽然图像的明暗程度有所增强,小斑点也有所减少,但"斑点"问题依然突出,因此,滤波效果不佳。

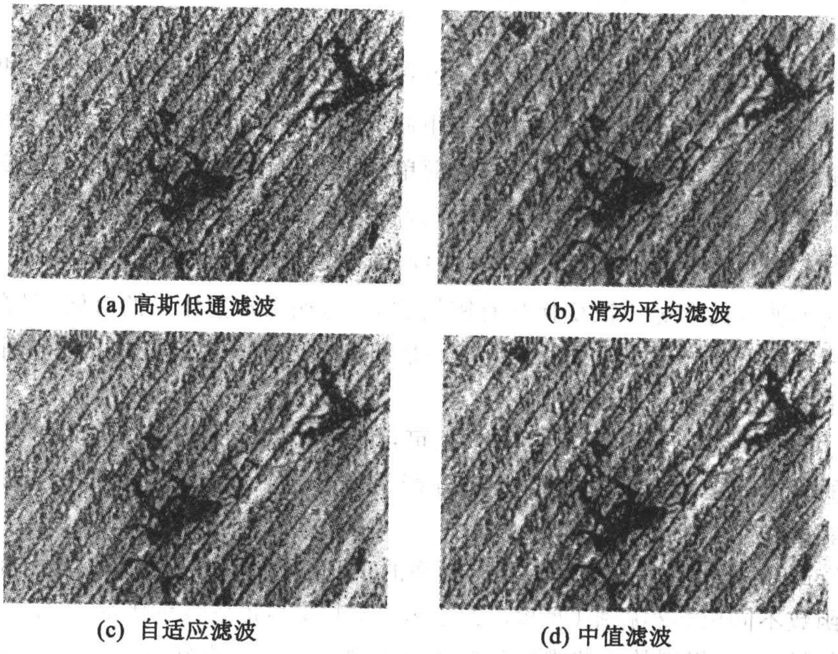
滑动平均滤波(图 10-1(b)),虽然"斑点" 噪声相对得到了比较好的控制,但从整体来看,图像的明暗变化比较模糊,边缘特征不显著,这主要是算法所致的。本例采用的滤波窗口为 3 × 3,窗口并不大,但滑动平均滤波因不考虑图像中的边缘问题,统一按照均值原则来获得滤波像素的灰度值,因此图像在边缘处比

较模糊。若窗口的尺度放大,这种问题将会更加突出。

自适应滤波(图 10-1(c))根据选定区域的统计特性,利用式(10-9)获得滤波像素的灰度级。这种方法由于综合考虑了图像整体与局部的灰度特性,因而相对滑动平均滤波,对噪声有较好的抑制,图像边缘也有所改善,但同样受算法的影响,图像边缘的清晰度还需进一步改善。

中值滤波(图 10-1(d))相对于其他方法,滤波后图像质量明显得到改观,很大程度上削弱了噪声的影响,特征地物的边缘相对也比较明显,这主要因为滤波像素的灰度最终由给定邻域范围内各像素的灰度中间值决定,它不但考虑到了灰度变化的平缓情况,同时也顾及到了灰度的突变。

综上分析,可认为中值滤波比较适合于多波束声呐图像的平滑处理。



(a) 高斯低通滤波　(b) 滑动平均滤波

(c) 自适应滤波　(d) 中值滤波

图 10-1　四种方法对原始图像进行平滑滤波后的效果

10.2　利用小波分析实现图像噪声的消除

10.2.1　小波分析与 Fourier 分析

Fourier 分析是以数学和数学分析为基础的,它包含 Fourier 变换和 Fourier

级数。Fourier 变换是一种将信号由基于时间变换转换为基于频率变换的数学方法。Fourier 变换是在实直线上定义的某一函数 f 的 Fourier 积分，当 f 为模拟信号时，它定义域在实线上为连续时域，其 Fourier 变换 F 的定义域为实数域，称为频域。Fourier 级数是双无限序列到周期函数的一种变换，主要是将信号分解为不同成分的正弦成分。数字信号的 Fourier 级数描述数字信号的谱特征，Fourier 技术的定义域仍是实直线，是频域。对于大多数信号，Fourier 分析十分重要，因为信号的频率成分具有相当重要的作用。

Fourier 分析的不足之处在于，它在将时域信号转换为频域信号后，时域成分将丢失，这种变换不能确知事件发生的确切时间，如果信息在一段时间内没有变化，即固定信号，则这种问题表现得尤为突出。大多数信号包含趋势、突变、事件的开始与结束等特征，它们是信号的重要特征，而 Fourier 分析在检测它们时却显得无能为力。

类似于 Fourier 分析，小波分析也包含了两个重要方面，即小波变换和小波级数。积分小波变换定义为被称作"基小波" 的函数 $\tilde{\psi}$ 反射膨胀的卷积；而小波级数是借助于被称作"R" 小波的一种简单函数 ψ，用两种简单运算（二近膨胀与整体平移）来表示。小波分析与 Fourier 分析不同的是，在 Fourier 分析中，Fourier 分析与 Fourier 级数基本上是不相关的；而借助于小波函数 ψ 的小波级数与具有一个基小波 $\tilde{\psi}$ 的积分小波变换具有密切的关系。如果 $\tilde{\psi}$ 选作 ψ 的对偶，那么任一平方可积函数 f 的小波级数的系数正好是积分小波变换在对应的二进膨胀尺度等级中的二进位置上求得的值。

小波分析是一个范围可变的窗口，可用长时间间隔来获得精确的低频信息；用短的时间间隔获得高频信息。小波分析的优点之一就是提供局部的分析与细化的能力。

Fourier 分析将信号分解为不同频率的正弦波，而小波则是将信号分解为原小波函数不同位移和膨胀（尺度）的小波。从小波和正弦波的形状来看，变化剧烈的信号，用不规则的小波进行分析比用平滑的正弦波更好。用小波能够描述信号的局部特征。

10.2.2 利用小波分析进行信噪分离及滤波的基本思想

自 1910 年第一个正交基 Haar 问世以来，Stromberg、Meyer、Lemarie 和 Battle 等人从尺度函数出发构造了小波正交基。其后，Mallat 提出了多分辨率（或逼近）的概念，将之前的所有正交小波基构造统一起来，并为此后的构造设定了框架。同时，在这一框架下，Mallat 还给出了将信号和图像（或函数）分解为不同频率

通道的算法及其重构算法，即 Mallat 算法。

Mallat 算法是在 Burt 和 Adlson 图像分解和重构的塔式算法的启发下，基于 Mallat 多分辨分析框架，提出了 Mallat 算法。

设 $\{V_j\}$ 是给定的多分辨分析，φ 和 ψ 为相应的尺度和小波函数，对于一个函数 f 进行分析。设 $f \in V_{J_1}$（J_1 为一确定的整数），则 f 可分解为：

$$f(x) = A_{j_1}f(x) = \sum_{k \in Z} C_{J_1,k}\varphi_{J_1,k}(x) \tag{10-11}$$

其中，数列 $\{C_{J_1,k}\}_{k \in Z}$ 具有有限长度 N_{J_1}。依照 Mallat 塔式算法，信号 $f(x)$ 可分解为：

$$f(x) = A_{j_2}f(x) + \sum_{j=J_1+1}^{J_2} D_j f(x) \tag{10-12}$$

其中，

$$A_{j_2}f(x) = \sum_{k \in Z} C_{J_2,k}\varphi_{J_2,k}(x) \tag{10-13}$$

是信号 f 的频率低于 2^{-J_2} 的成分，而

$$D_j f(x) = \sum_{k \in Z} D_{j,k}\psi_{j,k}(x) \tag{10-14}$$

是信号 f 的频率介于 2^{-j} 与 $2^{-(j-1)}$ 之间的成分。式(10-13)和(10-14)中的系数序列可按照下列塔式算法由 C_0 出发递归得到：

$$C_{j+1} = HC_j, \quad D_{j+1} = GC_j \quad (j = J_1, \cdots, J_2 - 1) \tag{10-15}$$

其中，低通滤波器 H 作用在一个序列 $a = \{a_k\}_{k \in Z}$ 上的效果是：

$$(Ha)_n = \sum_{k \in Z} h_{k-2n}a_k \tag{10-16}$$

高通滤波器 G 的效果是：

$$(Ga)_n = \sum_{k \in Z} g_{k-2n}a_k \tag{10-17}$$

$\{h_k\}_{k \in Z}$ 与 $\{g_k\}_{k \in Z}$ 是由尺度函数 φ 和小波函数 ψ 所决定的数列。

根据上述讨论，基于小波的多分辨分析实则是将信号 f 分解成低频 $A_{j_2}f(x)$ 和频率介于 2^{-j} 与 $2^{-(j-1)}$ 之间的成分 $D_j f(x)$（$J_1 + 1 \leqslant j \leqslant J_2$）。

根据多分辨分析的条件：

$$\bigcap_j V_j = \{0\} \tag{10-18}$$

让 J_2 充分大，而使得 $A_{j_2}f(x)$ 的能量 E 为：

$$E = \int_R A_{j_2}f(x)\,\mathrm{d}x \tag{10-19}$$

任意小，这样便可对每一频率成分 $A_{j_2}f(x)$ 和 $D_j f(x)$ 再分解成具有相同频率程区、不同相位的成分。如果尺度函数 φ 和小波函数 ψ 的能量分别集中在 $X = a$ 和 $X = b$ 附近，则式(10-13)中的 $C_{J_2,k}\varphi_{J_2,k}(x)$ 和式(10-14)中的 $D_{j,k}\psi_{j,k}(x)$ 的能量

将分别集中在：

$$x = 2^j(k + a) \quad 和 \quad x = 2^j(k + b) \tag{10-20}$$

由此可见，时（空）域中分辨率随频率的大小而调节，高频者精密，低频者粗疏。

根据具体问题的先验知识，将有效信号和噪声分离，并设置与噪声相应的 $C_{J_2,k}$ 和 $D_{j,k}(J_1 + 1 \leqslant j \leqslant J_2)$，或重新形成新的序列 $\widetilde{C}_{J_2,k}$ 和 $\widetilde{D}_{j,k}(J_1 + 1 \leqslant j \leqslant J_2)$，再按照 Mallat 重造算法进行重造：

$$\widetilde{C}_{j-1} = H^* \widetilde{C}_j + G^* \widetilde{D}_j \quad (j = J_2, J_2 - 1, \cdots, J_1 + 1) \tag{10-21}$$

则去噪后的信号为：

$$\tilde{f}(x) = A_{j_1}\tilde{f}(x) = \sum_{k \in Z} \widetilde{C}_{J_1,k}\varphi_{J_1,k}(x) \tag{10-22}$$

10.2.3 滤波实践

同样，从 Naptue 输出的图像中截取一部分作为实验图像，原始图像如图 10-2 所示。

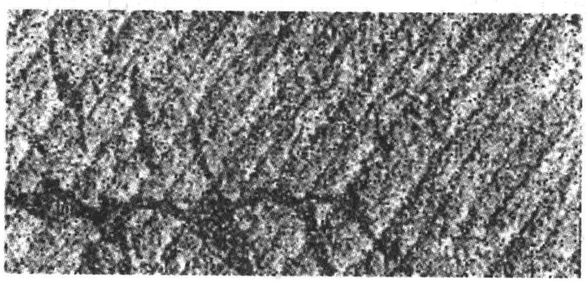


图 10-2 从 Naptue 软件输出的原始多波束声呐图像

从原始图像来看，受噪声的影响，图像中小“麻点”问题比较突出，特征区域的边缘也不明显。造成图像质量较差的主要原因是声强采样误差所致，同时由于 Naptue 采用邻域平均滤波，滤波机理以及滤波窗口过大，也是造成图像质量较差的一个可能原因。

中值滤波和小波滤波后的图像如图 10-3 和图 10-4 所示。中值滤波比较好地消除了噪声的影响，图中“麻点”明显减少，特征地物的边缘比较清晰；相对中值滤波，小波滤波后，图像从整体得到了平滑，噪声呈现的“麻点”相对图 10-3 有了进一步的改观，图像灰度的变化趋于合理，唯一稍显逊色的是边缘的清晰程度。

小波的类型很多，通常有 Haar 小波、Daubechies 小波、双正交样条小波、Symlets 小波、Meyer 小波和 Battle-Lemarie 小波等。下面仅讨论 Symlets 小波的特

性以及它们的滤波效果。

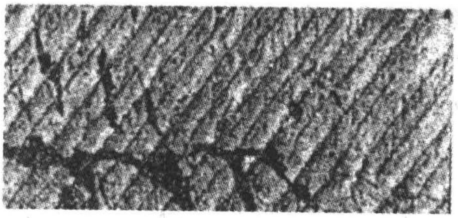


图 10-3　中值滤波后的图像

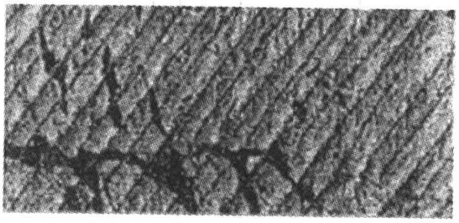


图 10-4　小波滤波后的图像

Symlets 小波是由 Daubechies 提出的一簇近似对称的小波，是 Daubechies 小波的改进，两种小波的特性相似。这种小波在保证极大简单性的同时，增强了对称性；它还是一种紧支撑小波，对于支撑宽度具有最高消失矩数。

对于 Daubechies 小波，其数学表达式为：

$$P(y) = \sum C_k^{N-1+k} y^k \tag{10-23}$$

其中，C_k^{N-1+k} 表示二项式系数，则

$$|m_0(\omega)|^2 = \left(\cos^2\frac{\omega}{2}\right)^2 P\left(\sin^2\frac{\omega}{2}\right) \tag{10-24}$$

其中，

$$m_0(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2}}\sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-ik\omega}$$

Symlets 小波利用了 Daubechies 中的 m_0，考虑 $|m_0(\omega)|^2$ 是 $z = e^{i\omega}$ 的函数 W，可以用不同的方法将 W 分解为：

$$W(z) = U(z)\overline{U\left(\frac{1}{z}\right)} \tag{10-25}$$

W 的根是成对的，一个为 z，另一个则为 $1/z$。通过选择 U，使模的所有根小于 1，则构成了 Daubechies 小波；若 U 滤波器为最小相位滤波器，采用另外一种选

择，则可获得对称滤波器，即 Symlets 小波。Symlets 小波具有正交性、双正交性、紧支撑性、连续滤波和离散滤波、近似对称性等特点；其支撑宽度为 $2N-1$，滤波器长度为 $2N$，小波函数的消失矩为 N。图 10-5 给出了阶数 $N=2\sim7$ 的尺度函数 φ 和小波函数 ψ 的图形表达形式。图中，sym 代表 Symlets 小波，$i=2,\cdots,8$，代表所取阶数；phi 和 psi 分别代表尺度函数 φ 和小波函数 ψ。

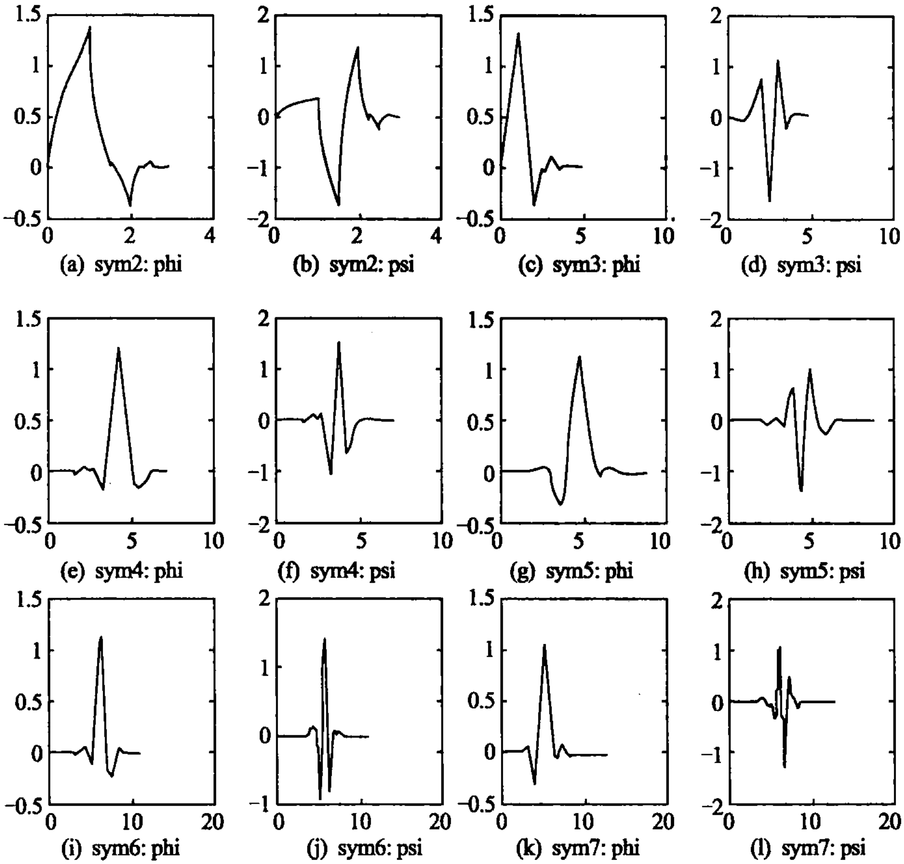
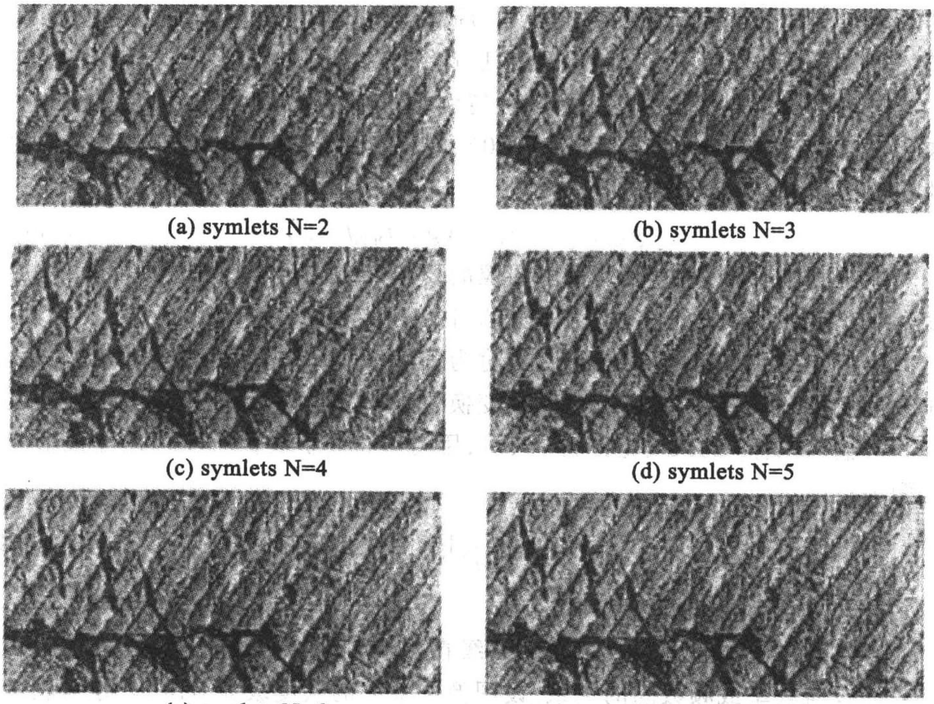


图 10-5　不同阶数下的 Symlets 小波尺度函数和小波函数

利用 Symlets 小波，阶数取 2 ~ 7，对原始图像（图 10-2）进行滤波，滤波结果见图 10-6。从图中可以看出，随着滤波阶数的增大，去除噪声的能力愈来愈强，但特征地物的边缘却逐渐模糊。比较分析各阶数下滤波后的图像效果，认为 Symlets 小波在阶数取 3 或 4 时，既保证了滤除噪声后的图像的效果，又保证了图像边缘的清晰度，适合于多波束声呐图像噪声滤除和平滑的要求。



(a) symlets N=2　(b) symlets N=3

(c) symlets N=4　(d) symlets N=5

(e) symlets N=6　(f) symlets N=7

图 10-6　Symlets 小波去除图像噪声的效果与阶数的关系

10.3　声呐图像增强

图像增强目的在于突出某些有用信息，用于后续图像特征的提取。

10.3.1　图像增强方法

图像增强方法通常有灰度变换法、直方图均衡化处理和规格化法。

1. 灰度变换法

若原图像的灰度范围为$[a,b]$，变换后的灰度范围调整为$[m,n]$，则线性变换模型为：

$$g(i,j)=\begin{cases}\left[\dfrac{(n-m)}{b-a}\right][f(i,j)-a]+m, & a\leqslant f(i,j)\leqslant b\\ m, & f(i,j)<a\\ n, & f(i,j)>b\end{cases}\tag{10-26}$$

灰度线形变换又可分为整体变换和局部变换。整体变换通过将输入图像f的灰度范围拉伸达到增强图像的目的。局部灰度变换不受整体变换规则约束，对所关心的局域进行变换，突出有用信息，达到“对比度放大镜”的作用。

灰度倒置是灰度线形变换的一种特例，通过改变上式参数，将原图像的灰度变化顺序从(0～255)变换为(255～0)，实现黑白倒置，从而达到增强图像的目的。灰度倒置的变换模型为：

$$g(i,j) = g_M - (g_M/f_M)f(i,j) \tag{10-27}$$

除灰度倒置外，通过改变输出图像的要求参数，还可获得增加亮度、增加暗度两种灰度变换模式，达到增强图像的目的。

灰度变换除采用线形变换外，有时为了满足图像增强的需要，还采用灰度的非线形变换。非线形变换可以是对数变换、指数变换和其他非线形变换。

若输入图像f的灰度范围为$[a,b]$，用对数将其扩展为$[m,n]$的非线形变换模型为：

$$g(i,j) = \frac{n-m}{\lg b - \lg a}(\lg f(i,j) - \lg a) + m \tag{10-28}$$

2. 直方图均衡化处理

直方图反映的是图像中不同灰度级在整个图像中分布的概率密度，反映的是灰度级与频率或频数间的关系。设图像中最大的灰度级为G，n、n_i分别表示图像总像系数和灰度级为f_i的频数，$P(f_i)$为灰度级为f_i在整个图像中的概率分布密度，则

$$P(f_i) = \frac{n_i}{n}, \quad n = \sum_{k=0}^{G-1} n_i \tag{10-29}$$

直方图对于改善图像的对比度是非常有效的。将灰度分布较集中的输入图像f变换为直方图近似均匀的输出图像g的处理过程称为直方图的均衡化。将灰度的连续变化视为随机变量f_L，其概率密度为$P(f_L)$，均衡化后，输出图像的概率密度为$P(g_L)$，均衡化处理函数为φ，则

$$g_L = \varphi(f_L) \tag{10-30}$$

均衡化处理需保证输入图像的次序不变，即要求变换函数φ为单调递增函数。在这一要求下，输入和输出图像的灰度区间可能不相等，但对应区间内的概率必须相等，即变换前后直方图曲线下的面积应该相等。据此，将灰度视为连续随机变量时，直方图均衡化处理模型为：

$$\begin{aligned} g_L &= (g_{L_{max}} - g_{L_{min}})F(f_L) + g_{L_{min}} \\ F(f_L) &= \frac{1}{(g_{L_{max}} - g_{L_{min}})}(g_L - g_{L_{min}}) \end{aligned} \tag{10-31}$$

式中，$F(f_L)$ 为输入图像的分布函数；$g_{L_{\min}}$ 和 $g_{L_{\max}}$ 分别为输出图像的最小和最大灰度值。数字图像中，灰度作为离散的随机变量，其累加直方图函数 $F(f_i)$ 可表示为：

$$F(f_i) = \sum_{m=0}^{j} P(f_m) = \sum_{m=0}^{j} \frac{n_m}{n} \leqslant 1 \tag{10-32}$$

结合式(10-32)，均衡化后的输出灰度为：

$$g_i = (g_{L_{\max}} - g_{L_{\min}})F(f_i) + g_{L_{\min}} \tag{10-33a}$$

取整表达式为：

$$g_i = \text{int}[(g_{L_{\max}} - g_{L_{\min}})F(f_i) + g_{L_{\min}} + 0.5] \tag{10-33b}$$

对于输入、输出图像范围相同的情况，设 G 为最大的灰度值，由于存在下列关系：

$$g_{\min} = f_{\min} = 0$$

$$g_{\max} = f_{\max} = G - 1$$

$$g_{\max} - g_{\min} = f_{\max} - f_{\min}$$

则均衡化输出灰度为：

$$g_i = \text{int}[(G - 1)F(f_i) + 0.5] \tag{10-34}$$

3. 规格化法

规格化增强处理是通过图像中局部灰度的均值和方差来实现对比度的增强。设输入图像灰度函数为$f(i,j)$，选取一个$(2n+1)\times(2n+1)$大小的窗口，则其均值 m_L 和方差 σ_L 为：

$$\begin{aligned} m_L(i,j) &= \frac{1}{(2n+1)}\sum_{x=i-n}^{i+n}\sum_{y=j-n}^{j+n} f(x,y) \\ \sigma_L^2(i,j) &= \frac{1}{(2n+1)^2}\sum_{x=i-n}^{i+n}\sum_{y=j-n}^{j+n}[f(x,y) - m_L(i,j)] \end{aligned} \tag{10-35}$$

则规格化计算模型为：

$$g(i,j) = \frac{\sigma_d}{\sigma_L(i,j)}[f(i,j) - m_L(i,j)] + m_d \tag{10-36}$$

式中，σ_d 和 m_d 为规格化要求的局部标准差和局部均值；$g(i,j)$ 为输出图像灰度函数。

10.3.2　实践及分析

将图 10-1 中中值滤波后的图像作为原始图像，原始图像及其直方图如图 10-7 所示。

从原始图像的直方图可以看出，灰度主要分布于 0.2 ～1.0 之间（双精度，

乘以256取整得到0 ~ 255的整数表达)。对原始图像首先进行灰度变换(灰度的调整、灰度倒置和亮度的变亮和变暗),变换后的图像如图10-8所示。

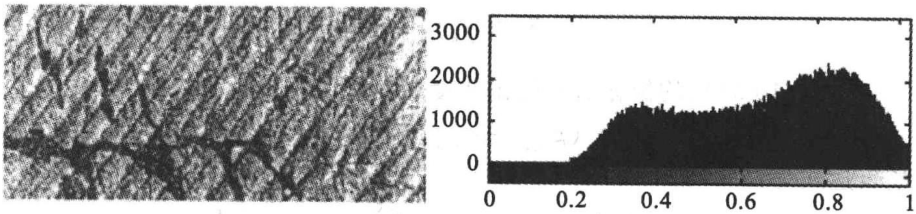
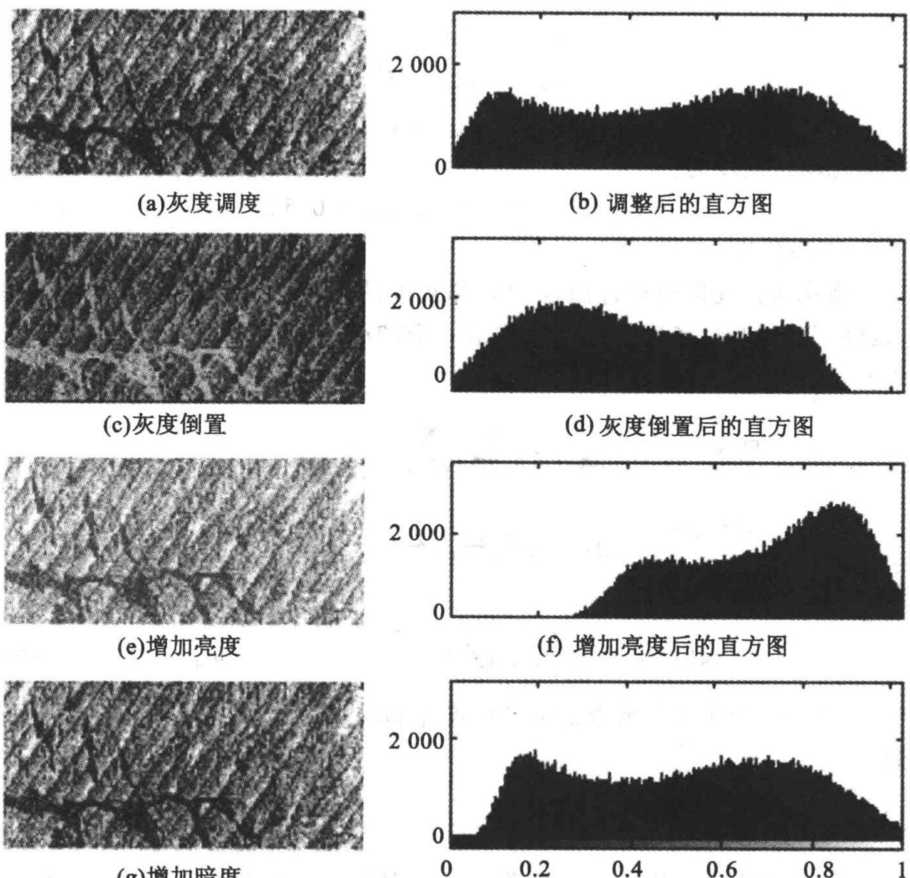


图 10-7　原始图像及其直方图



(a)灰度调度　(b) 调整后的直方图

(c)灰度倒置　(d) 灰度倒置后的直方图

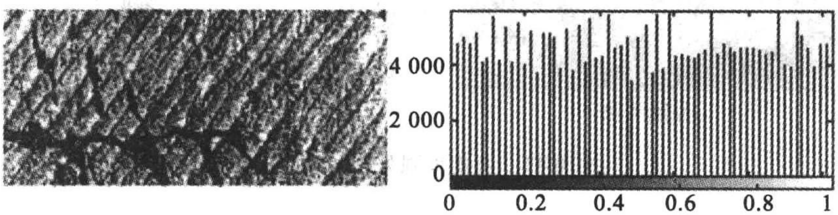
(e)增加亮度　(f) 增加亮度后的直方图

(g)增加暗度　(h) 增加暗度后的直方图

图 10-8　灰度增强处理及其直方图

从灰度变换四种方法的图像增强效果(图 10-8) 来看,灰度调整所得图像的对比度最强,其次是灰度倒置和增加暗度变换,最差的为增加亮度变换。前三种变换产生的图像,条带纹理特征比较明显,特征地物(图像中颜色比较暗的部分) 同周围地物的边缘相对比较清晰。

比较直方图均衡化处理和灰度调整变换后的图像(图 10-9),经前者变换后的图像,特征地物更加突出,图像纹理也很明显,对比度进一步得到了增强。再将灰度调整后图像、直方图均衡化处理后图像的直方图与原始图像的直方图进行比较,可以发现,直方图均衡化变换后,图像灰度分布几乎覆盖了整个灰度级(0~1 对应 0~255),这也是图像对比度得到增强的主要原因。



(a) 直方图均衡化处理　(b) 均衡化处理后的直方图

图 10-9　直方图均衡化处理及其直方图

均衡化使灰度分布密集的部分(直方图中的尖峰) 经过直方图均衡化处理后被延伸,直方图中的尖峰被拉平;灰度稀疏部分(直方图的谷) 被压缩。与灰度范围被压缩的情况相比,被延伸部分的像素要相对较多,作为整个图像,经这种处理,图像的对比度自然得到了增强。分析灰度变换的四种方法,增加亮度变换,由于变换前后直方图相差不大,变换后的图像对比度较差;灰度倒置和增加暗度,灰度的变化范围被拉伸,图像的对比度得到了增强;灰度调整转换和直方图均衡化变换,变换后的灰度分布整个灰度级,图像增强效果明显。

另外一个实验(图 10-10 至图 10-12) 从侧面也验证了直方图均衡化的优点。从图 10-11 中四种图像增强变换结果来看,灰度范围的扩大在某种程度上达到了增强图像的效果,但灰度分布密度的不均匀性影响了图像对比度的进一步增强。直方图均衡化既保证了灰度分布范围的扩大,又保证了灰度分布水平的均衡,因此,变换后,图像的对比度明显优于前者(图 10-12)。

综上所述,可认为直方图均衡技术是适合多波束声呐图像增强处理的理想方法。



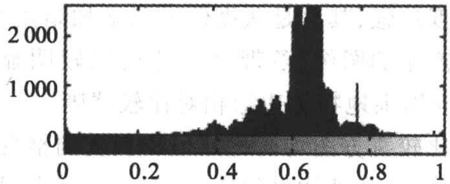
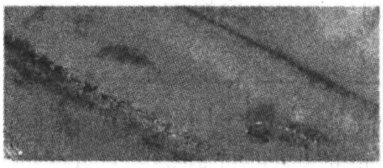


图 10-10 原始图像及其直方图



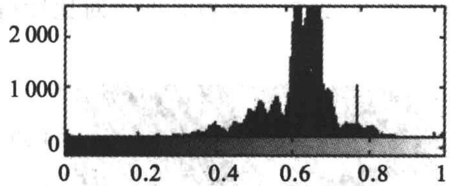
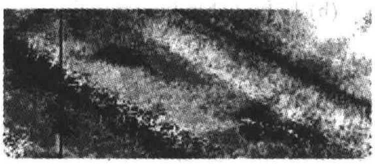
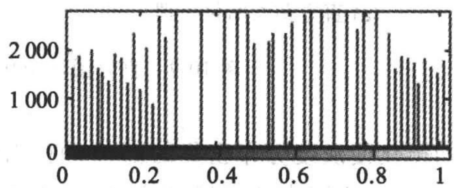


图 10-11 灰度增强处理及其直方图



(a) 直方图均衡化处理



(b) 处理后图像的直方图

图 10-12 直方图均衡化处理及其直方图

10.4 图像锐化

图像边缘模糊会造成轮廓不清晰，线条不鲜明，使得图像的特征提取、识别和理解难以进行。为了增强图像和线条，使图像由模糊转为清晰，就必须对图像进行锐化处理。

边缘图像附近存在着灰度的突变，这也是边缘形成的一个重要特征。从图像的频率特征来看，边缘和线条对应着频率域的高频成分，图像模糊对应着低频成分；边缘的模糊则意味着高频成分相对低频成分过弱。因而图像锐化的目的在于削弱低频成分，增强高频成分。

10.4.1　图像锐化方法

图像锐化方法可归纳为差分法、空域高通滤波法和频域高通滤波法三种方法。

1. 空域高通滤波

空域高通滤波建立在卷积运算的基础上，采用的是一种邻域运算形式，其实质是对邻域像素的灰度值进行加权求和，获得滤波像素的灰度值。卷积时的权值称为卷积权函数，其矩阵形成称为模板。利用卷积进行高通滤波的模型为：

$$g(i,j) = \sum_{x=1}^{m}\sum_{y=1}^{n}\omega(x,y)f\left(i+x-\frac{m+1}{2},j+y-\frac{n+1}{2}\right) \tag{10-37}$$

式中，$m \times n$ 为模板 ω 矩阵的行数和列数。

通常采用的模板有 H1 模板 $\begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 5 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}$、H2 模板 $\begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 9 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{bmatrix}$、H3 模板 $\begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 \\ -2 & 5 & -2 \\ 1 & -2 & 1 \end{bmatrix}$、H4 模板 $\begin{bmatrix} \frac{-1}{7} & \frac{-2}{7} & \frac{-1}{7} \\ \frac{-2}{7} & \frac{-1}{7} & \frac{-2}{7} \\ \frac{-1}{7} & \frac{-2}{7} & \frac{-1}{7} \end{bmatrix}$ 和 H5 模板 $\begin{bmatrix} -1 & \frac{-1}{2} & -1 \\ -1 & 3 & -1 \\ -1 & \frac{-1}{2} & -1 \end{bmatrix}$。

2. 差分法

差分法是采用一阶和二阶差分实现离散图像处理的一种方法。设像素的邻域大小为 3×3，则一阶和二阶差分可描述为：

$$\text{一阶差分:}\begin{cases} \Delta_1 f(i,j) = f(i,j) - f(i-1,j),\text{水平方向的一阶差分} \\ \Delta_2 f(i,j) = f(i,j) - f(i,j-1),\text{垂直方向的二阶差分} \end{cases} \tag{10-38a}$$

$$\text{二阶差分:}\begin{cases} \Delta_1^2 f(i,j) = f(i+1,j) + f(i-1,j) - 2f(i,j),\text{水平方向的二阶差分} \\ \Delta_2^2 f(i,j) = f(i,j+1) + f(i,j-1) - 2f(i,j),\text{垂直方向的二阶差分} \end{cases} \tag{10-38b}$$

差分法可通过各种算子实现图像的增强和锐化，如采用梯形、Sobel 和

Laplacial 算子。

Sobel 算子有水平$\begin{bmatrix}-1 & -2 & -1\\ 0 & 0 & 0\\ 1 & 2 & 1\end{bmatrix}_{d2}$、和垂直$\begin{bmatrix}-1 & 0 & 1\\ -2 & 0 & 2\\ -1 & 0 & 1\end{bmatrix}_{d1}$两个方向的模板。

其差分式为：

$$S_i(i,j) = \sqrt{[d_1 f(i,j)]^2 + [d_2 f(i,j)]^2} \tag{10-39}$$

式中，$d_1 f(i,j)$ 和 $d_2 f(i,j)$ 为 d_1、d_2 模板在像素(i,j)处的卷积；f 和 S 分别为输入图像和输出图像。

Laplacial 算子属于二阶差分算子，其计算式为水平和垂直方向的二阶差分之和，即

$$\begin{aligned}L(i,j) &= \Delta_1^2 f(i,j) + \Delta_2^2 f(i,j)\\ &= f(i+1,j) + f(i-1,j) + f(i,j+1) + f(i,j-1) - 4f(i,j)\end{aligned} \tag{10-40a}$$

上式的模板表达式为：

$$\begin{bmatrix}0 & 1 & 0\\ 0 & -2 & 0\\ 0 & -1 & 0\end{bmatrix} + \begin{bmatrix}0 & 0 & 0\\ 1 & -2 & 1\\ 0 & 0 & 0\end{bmatrix} = \begin{bmatrix}0 & 1 & 0\\ 1 & -4 & 1\\ 0 & 1 & 0\end{bmatrix} \tag{10-40b}$$

3. 频域高通滤波

频域高通滤波通过选择合适的高通滤波器，修改图像的频谱特征来实现图像的增强。

首先，对原始图像 $f(x,y)$ 进行二维傅立叶变换，获得二维频率函数 $F(u,v)$。

其次，实现图像频谱的修改：

$$G(u,v) = H(u,v)F(u,v) \tag{10-41}$$

最后，对频率函数 $G(u,v)$ 进行二维傅立叶逆变换，获得变换后的图像。

类似于频域低通滤波，高通滤波传递函数 $H(u,v)$ 通常采用的滤波器有三种：

理想高通滤波器：

$$H(i,j) = \begin{cases}0, & D(i,j) \leqslant D_0\\ 1, & D(i,j) > D_0\end{cases} \tag{10-42}$$

Butterworth 高通滤波器：

$$H(i,j) = \frac{1}{1 + (\sqrt{2}-1)[D_0/D(i,j)]^{2n}} \tag{10-43}$$

指数高通滤波器：

$$H(i,j) = \exp[-(D_0/D(i,j))^n] \tag{10-44}$$

10.4.2　实践及分析

1. 空域高通滤波

根据空域高通滤波的 5 个模板，测试不同模板对原始图像的锐化效果（图 10-13）。从图中可以看出，H3 模板相对其他模板的锐化效果较强，其次为 H4、H1、H5、H2 模板。由于高通滤波让高频成分通过，具有高频特性的噪声自然也被带进锐化后的图像中，并导致图像质量降低，因此需对锐化后的图像进行消噪处理（图 10-14）。

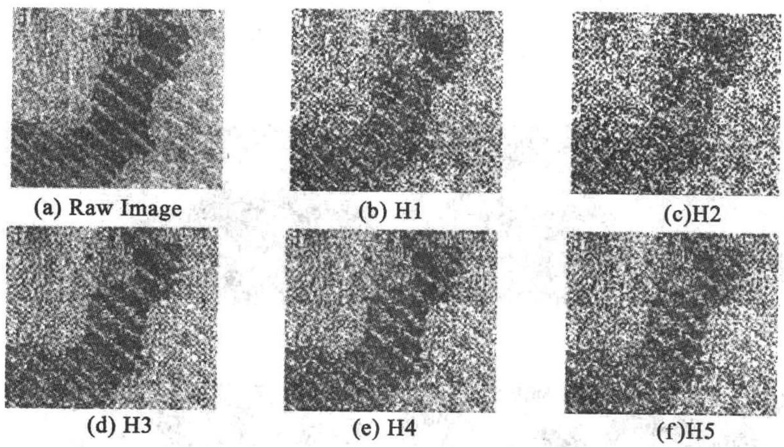


图 10-13　高通滤波后图像

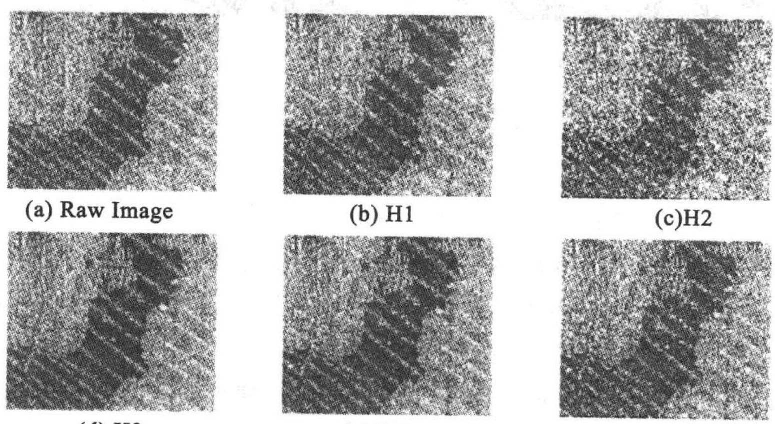
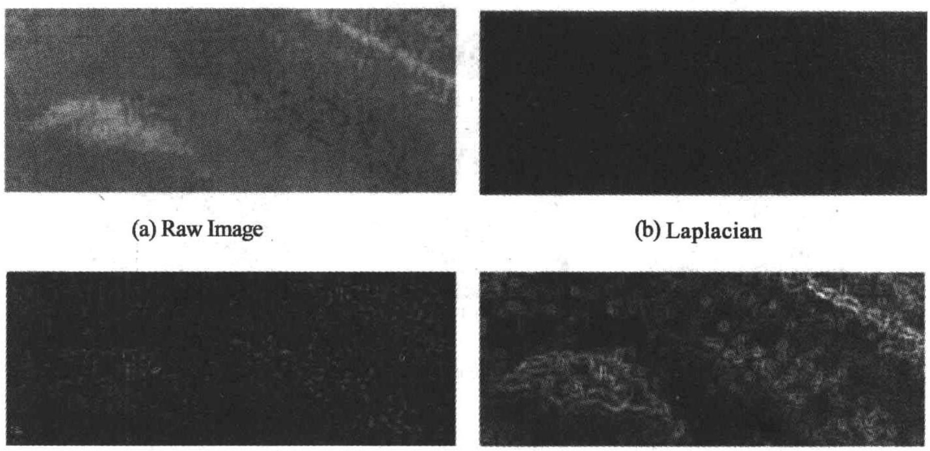


图 10-14　小波消噪后的图像

对比消噪前、后图像，消噪后图像的对比度和边缘锐化效果明显得到增强，优劣顺序依次为 H3、H1、H4、H5、H2，同图 10-13 的优劣顺序略有不同，主要是由于图像中噪声的类型和消噪方法所致的。

2. 差分法

将 Kongsberg Simrad 公司提供的一个小测区的多波束声呐图像作为差分锐化处理的原始图像（图 10-15 中的 Raw Image）。利用拉普拉斯 Laplacian、高斯拉普拉斯 LoG 和 Sobel 三种差分算子对其进行锐化处理，处理结果如图 10-15 所示。从图中可以看出，Sobel 差分算子的锐化效果最好，其次为 Gaussican 和 Lapacian 差分算子，最差的为 Lapacian 差分算子。Sobel 差分算子能够根据原图像灰度变化中的小差异对边缘进行锐化，效果明显优于前两者。



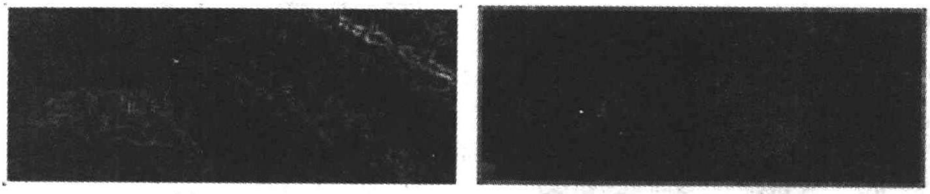
(a) Raw Image　(b) Laplacian

(c) Gausscian & Laplacian　(d) Sobel

图 10-15　三种方法锐化后的声呐图像

将 Lapacian 差分算子中的模板与 Sobel 差分算子中的模板对调，比较二者锐化后的图像（如图 10-16 所示），Lapacian 差分算子的图像锐化效果较图 10-15 中的情况略有增强，但 Sobel 差分算子的锐化效果却比较差。因此，差分法锐化效果的优劣不但与差分算子有关，还取决于模板。

综上所述，可认为 Sobel 差分算子是一种比较理想的差分锐化方法。比较空域高通滤波和差分法，可认为差分锐化的效果比较理想。



(a) Laplacian　　(b) Sobel

图 10-16　调换模板后，Lapacian 和 Sobel 两种方法锐化所得图像

10.5　图像边缘特征的提取

形状是图像的一个非常重要的特征，通过形状可识别研究对象的大小。边缘特征的提取（边缘检测）是获取图像中目标形状的重要工具。边缘检测是建立在图像锐化基础上的一种图像处理技术，图像中，灰度的变化规律有两种 —— 阶梯状和脉冲状，对于阶梯状边缘，可采用梯度差分算子 E、Roberts 算子 R 或 Sobel 算子 S 得到差分值，并设定如下阈值：

$$g(i,j) = \begin{cases} g_1, & E(i,j) \geqslant T_X \\ g_2, & E(i,j) < T_X \end{cases} \tag{10-45}$$

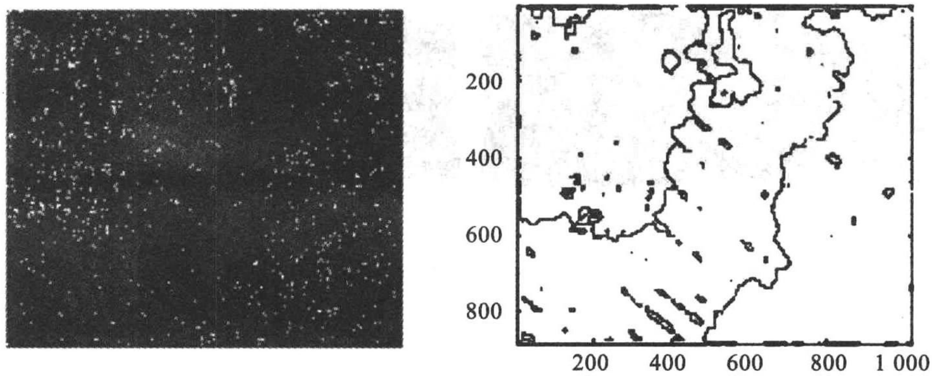
式中，T 的下脚 X 代表 E、R、S；T_E、T_R 和 T_S 分别为使用差分梯度算子、Roberts 算子和 Sobel 算子时采用的阈值；g_1 和 g_2 分别代表输出图像边缘和其他部分的灰度值，若设定为 0 和 1，即黑白二值图，可根据黑白变化从图像中非常容易地获得边缘特征。为了保持原图像的灰度值，在输出图像中除边缘灰度保持 g_1 外，其他像素的灰度值仍保留输入图像的灰度值 $f(i,j)$。

对于脉冲状边缘，若将二阶差分算子 L 的差分阈值定义为 T_L，则边缘检测算子为：

$$g(i,j) = \begin{cases} g_1, & -L(i,j) \geqslant T_L \\ g_2, & -L(i,j) < T_L \end{cases} \tag{10-46}$$

确定边缘的另外一种方法为灰度等值线法，其提取边缘特征的思想类似于绘制等深线，所不同的是绘制对象为灰度。图 10-17 是从图 10-13 中 H3 模板增强后图像中提取的图像特征。

从以上两种方法的边缘检测效果来看，图像中灰度变换规则时，两种方法的边缘检测效果均比较理想；灰度变化复杂时，等值线法可获得较好的图像轮廓。



(a) 边缘检测　　　　(b) 轮廓图

图 10-17　差分边缘检测和灰度等值线法提取的图像特征

10.6　本章小结

对传统的图像处理技术进行了深入研究，认为中值滤波可以有效地消除噪声对图像的影响，同其他方法相比，滤波后的图像质量明显提高；将小波分析方法引入图像消噪处理中，实践表明，其消噪效果是比较明显的。比较中值滤波和小波消噪滤波，小波消噪后的图像在边缘处的清晰程度略逊于中值滤波，但图像平滑效果优于中值滤波，因此在实际应用中，两种平滑方法均可采用。研究表明，图像直方图中像素灰度分布范围的扩大和均衡化对于图像对比度的增强是非常有益的，由此得出直方图均衡化增强算法是比较适用于多波束图像增强的算法。通过实验和分析，认为图像锐化算法的效果不但取决于锐化方法，还取决于锐化模板的选择，通过比较分析得出，差分锐化中的 Sobel 算法及其模板是比较理想的图像锐化算法。

参 考 文 献

[1] 肖温格 R A. 遥感中的图像处理和分类技术[M]. 北京：科学出版社，1991：40-60.

[2] 刘贵忠，邸双亮. 小波分析及其应用[M]. 西安：西安电子科技大学出版社，1997.

[3] 崔锦泰. 小波分析导论[M]. 西安：西安交通大学出版社，1995.

[4] 程正兴. 小波分析算法与应用[M]. 西安：西安交通大学出版社，1998.

[5] 仇肇悦,李军,郭宏俊. 遥感应用技术[M]. 武汉:武汉测绘科技大学出版社,1995.

[6] 遥感研究会. 遥感精解[M]. 北京:测绘出版社,1993.

[7] 黄文梅,熊桂林,杨勇. 信号分析与处理[M]. 北京:国防科技大学出版社,2000.

[8] 宁书年,吕松棠,杨小勤,等. 遥感图像处理与应用[M]. 北京:地震出版社,1995.

[9] 章毓晋,刘家伟. 图像处理和分析[M]. 北京:清华大学出版社,1999.

[10] 王晓丹,吴崇明. 图像处理[M]. 西安:西安电子科技大学出版社,1999.

[11] 阚光明,刘宝华,王揆阳,等. 基于多波束声线传播的声速剖面反演法[J]. 海洋科学进展,2006 ,24(3):109-113.

[12] Park Y, Kim H, Lee Y,et al. Development of a Hydrographic Information Post-processing System Using Digital Image Processing Techniques Development of a Hydrographic Information Post-processing System Using Digital Image Processing Techniques[C].The 1994 Korean Signal processing Conference, Canada, 1994.

[13] Fessler J A. Nonparametric Fixed-interval Smoothing with Vector Splines[J]. IEEE Transactions on Signal Processing, 1991 ,39(4):852-859.

[14] Stewart W K, Jian M, Marra. A Network Approach to Classification of Sidescan Sonar Imagery from a Midocean Ridge Area[J]. IEEE J Oceamic Eng, 1994, 19:214-224.

[15] Reed T B, Hussong D M. Digital Image Processing Techniques for Enhancement and Classification of SeaMARC II Sidescan Imagery[J]. Journal of Geophysical Research. 1989, 94:7469-7490.

[16] Lingsch S, Robinson C. Processing, Presentation, and Data Basing of Acoustic Imagery[C]. Dcean'95 MTS/IEEE Conference, USA,1995.

[17] Hellwich O, Faig W. Graph-based Feature Matching Using Descriptive and Relational Parameters[J]. Photogramm Eng Remote Sens,1994, 60(4): 443-450.

[18] Lane D M, Stoner J P. Automatic Interpretation of Sonar Imagery Using Qualitative Feature Matching[J]. IEEE J Oceanic Eng, 1994, 19:391-405.

[19] Johnson S G, Deaett M A. The Application of Automated Recognition Technique to Side-scan Sonar Imagery[J]. IEEE J Oceanic Eng , 1994, 19: 138-144.

[20] de Moustier C, Matsumoto H. Seafloor Acoustic Remote Sensing with Multibeam Echo-sounders and Bathymetric Sidescan Sonar Systems[J]. Marine Geophysical Research,1993,15:27-42.

[21] Chavez P S. Processing Technique for Digital Sonar Image from Glorial[J]. Photogramm Eng Remote Sens,1986, 52:1133-1145.

第 11 章　多波束声呐图像的应用

11.1　多波束分辨率

研究多波束图像的应用首先需研究多波束的分辨率，即每个波束在海底的投影区（波束脚印）大小，波束脚印愈小，表明区分海底目标的能力愈强。多波束的分辨率可分为距离分辨率和角度分辨率。距离分辨率 ΔR 是系统在波束脉冲周期范围内探测相邻两个目标经历的距离。设 τ 为脉冲周期，C 为声速，W 为波束主叶瓣宽度，则 ΔR 为：

$$\Delta R = \frac{C\tau}{2} = \frac{C}{2W} \tag{11-1}$$

角度分辨率 ψ_T 是系统区分目标回声到达角的能力。设 f_0 为波束中心频率，则 ψ_T 为：

$$\psi_T = \frac{\lambda}{L} = \frac{C}{f_0 L} \tag{11-2}$$

根据前面的论述，波束脚印面积可根据距离分辨率 ΔR 在纵向的投影 $\Delta R/\sin\theta$ 以及方位角分辨率 ψ_T 在水平方向（横向）产生的距离 R 的乘积确定。即

$$\mathrm{AE} = R\psi_T \frac{\Delta R}{\sin\theta} = \frac{RC^2}{2Wf_0 L\sin\theta} \tag{11-3}$$

若目标尺寸小于波束脚印，则目标不能被识别；只有当目标尺寸大于或等于 2 倍波束间距时，目标才能通过多波束测量数据得到反映。

11.2　声呐图像的预处理

原始的多波束声呐图像因设备、测量条件和环境的影响，难以直接应用，只有采用图像处理技术，消除各种噪声和观测引起的图像灰度变化等因素的影响后，方可为各种应用目的服务。根据前几章的内容，多波束声呐图像的预处理主要包括：

1. 图像平滑

多波束测量过程中，由于受各种外部因素的干扰，声强信号中夹杂着许多噪

声，致使反映海底物理属性的回波信号失真，从而影响了图像的质量。为了得到真实地反映海底类型的回波信息，对图像进行平滑滤波成为必然。

图像的平滑方法比较多，中值滤波和小波消噪两种方法的平滑效果均比较理想，在实际图像处理中，两种方法均可采用。

2. 图像的均衡化

由于多波束在测量时因测量水域水深的变化而调整，并出现所测 ping 图像间和条带图像间出现灰度的变化，因而需对多波束图像进行均衡化。图像均衡化可采用前面的直方图修正法。

3. 图像增强

图像增强变换是直观识别目标、解释海底的一种重要工具。前面的分析表明，直方图均衡化是实现声呐图像增强的一种理想方法。

4. 边缘锐化

研究多波束声呐图像的目的不仅在于确定海底各类物质的分布，还在于发现目标，这也是研制侧扫声呐和多波束系统的初衷。为了研究海底目标，就需对目标在图像中的边缘特征进行检测。实践表明，差分法的图像锐化效果比较明显，其中 Sobel 算子及其模板比较适合声呐图像的增强和锐化。

5. 图像特征的提取

对增强后的图像采用类似于图像锐化的方法获取其图像边缘。研究表明，等值线法可以获得较好的目标轮廓。

上述 5 个过程可根据图像处理的目的优化组合。图像质量比较好时，为节约时间，提高图像处理效率，可省略其中的个别环节。需要指出的是，经上述图像处理后，虽然有利于目标识别、类型边界划分和区域分布解释，但图像中像素的灰度值将发生变化。不过，图像的尺寸以及各个像素与地理框架下坐标的对应关系不发生变化，通过这一对应关系，还可以索引到每个像素对应的地理坐标以及原始的回波强度信息。

11.3 目标识别

11.3.1 海底目标的识别

海底目标的识别主要包括识别区图像和 DTM/DEM 图形的形成以及目标识别两个过程。

1. 图形和图像的形成

对于特定目标，一般情况下，目标所在海域的概略位置是已知的，围绕该位

置进行区域性扫海作业，同时提取测深、定位、姿态、声强数据，并根据系统显示的实时声呐图像进一步锁定目标范围；野外作业完成后，提取实测数据进行精确的归位计算和回波强度到灰度的转换；获取采样点的深度和地理位置，对数据进行滤波处理，消除粗差和削弱系统误差的影响，进而确定测区的数字地模 DTM/DEM；对回波强度数据进行粗差消除，根据不同的多波束系统建立回波强度与图像灰度的对应关系，并采用图像镶嵌技术、测区回波强度的抽样（格网化）和量化技术，形成实测区域的声呐图像。

2. 目标识别的基本过程

目标识别的基本过程包括：

（1）声呐图像的预处理；

（2）识别对象的寻找，对图像进行锐化和边缘特征提取，形成轮廓图，发现和识别目标；

（3）目标地理信息的获取，目标一旦被锁定，根据目标在图像中的位置以及像素与地理坐标的对应关系，获得目标的地理信息；

（4）目标属性识别，若图像中存在两个或两个以上形状、尺寸近似的目标图像，仅利用图像尺寸和地理信息很难将所要寻找的目标识别出来，这时，需要借助于声呐的回波强度信息来确定目标。虽然图像经过了各种处理和变换，但图像中各像素与地理位置和回波强度信息的对应关系不会发生变化，据此可索引识别区域的回波强度，并判断目标属性。

上述识别工作完成后，目标的图像信息和数字信息均被获得，利用这些信息可对目标的位置、深度和物理属性进行比较全面的解释。

11.3.2　海底目标识别实验 —— 目标区类别识别

下面根据 Kongsberg Simrad 公司提供的多波束数据进行目标识别实验。实验区大小为：x 方向为 $5.8488 \times 10^5 \sim 5.8550 \times 10^5$(m)，$y$ 方向为 $7.5906 \times 10^6 \sim 7.5911 \times 10^6$(m)，深度方向为 20.76 ~ 119.43(m)。利用 EM3000 多波束系统测量时，同时提取了定位、深度和回波强度数据。完成声强数据的量化和抽样两步工作，最终形成如图 11-1 所示的声呐图像。

对原始图像进行小波消噪处理，消噪后的图像（见图 11-2）相对原始图像噪声的影响大大减弱，但图像灰度还存在着不均衡，因而需进行均衡化处理。为方便后续目标的提取，需要对上述处理的图像进行增强处理。均衡化前后的直方图如图 11-3 所示，均衡化和增强后的图像如图 11-4 所示。

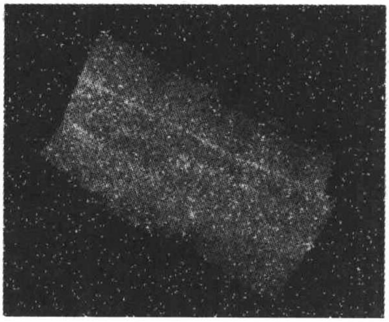


图 11-1　原始图像

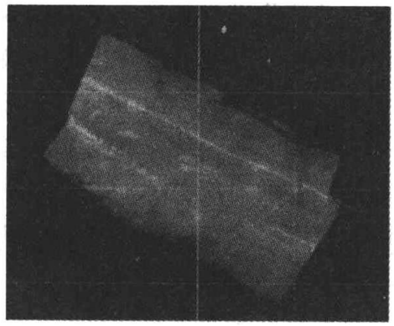
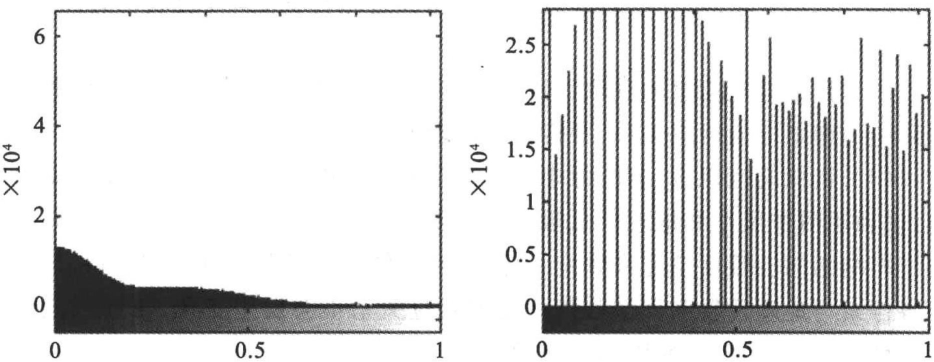
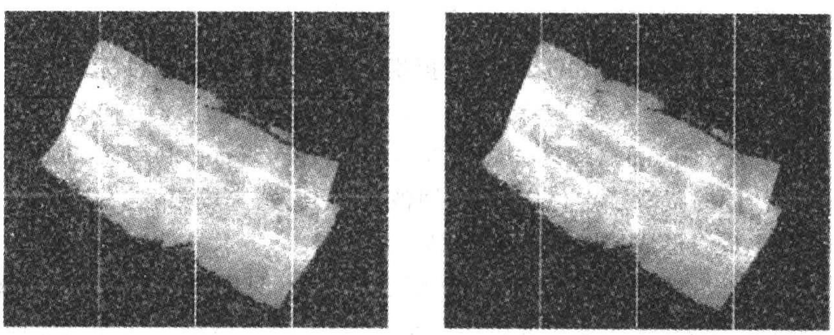


图 11-2　消噪处理后的图像



(a) 原始图像的直方图　　(b) 均衡化后图像的直方图

图 11-3　均衡化前后图像的直方图

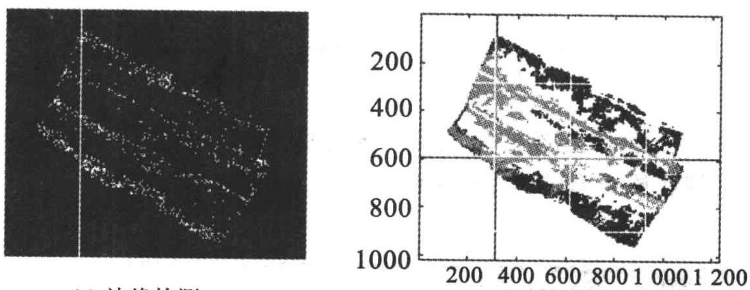


(a) 均衡化处理后的图像　　(b) 小波消噪后的图像

图 11-4　均衡化增强后的图像和小波增强后的图像

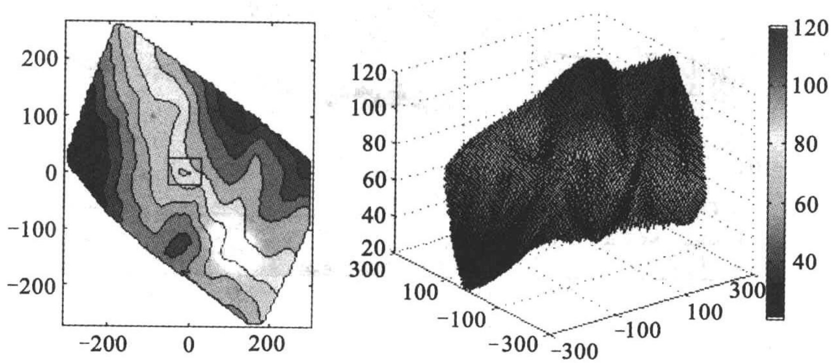
基于图像处理的目标提取和识别，需对上述处理后的图像再进行处理，以进一步突出测区内特征地物的边缘和轮廓，即目标图像的锐化和边缘特征的提取。边缘检测和轮廓线图如图 11-5 所示。图像的预处理工作完成后，便可根据图像的轮廓线特征选取一定区域，获取数字信息，并绘制测区的等深线图和立体三维图（见图 11-6）。

从图 11-6 中的等深线图和立体三维图可以看出，在测区的中央部位有一个小的凸起地物，为探明该区域的底质结构，定义 x 方向从 $-30.469(+5.851\,9\times10^{5})$ m 到 $9.573\,1(+5.851\,9\times10^{5})$ m；y 方向从 $-14.829\,8(+7.590\,8\times10^{6})$ m 到 $5.170\,2(+7.590\,8\times10^{6})$ m 的区域作为研究对象，并根据形成图像时（格网化）定义的比例关系 $1\text{m}^2 \xrightarrow{\text{对应}} 1.54$ 像素获取图像定义区的地理范围，提取灰度值以及与之对应的回波强度。根据提取出的测点三维坐标绘制研究区域的等深线图（见图 11-7）。



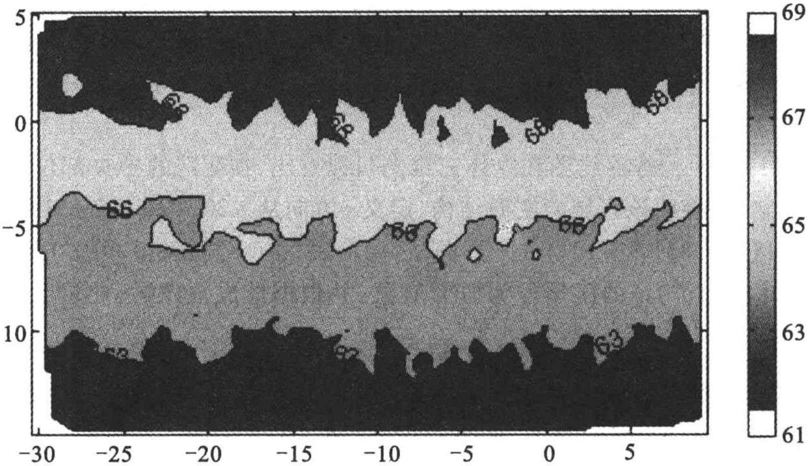
(a) 边缘检测　　(b) 轮廓线

图 11-5　边缘检测和轮廓线图



图中坐标单位均为 m，实际坐标 $x = x_{图} + (5.851\,9\times10^{5})$，$y = y_{图} + (7.590\,8\times10^{6})$。

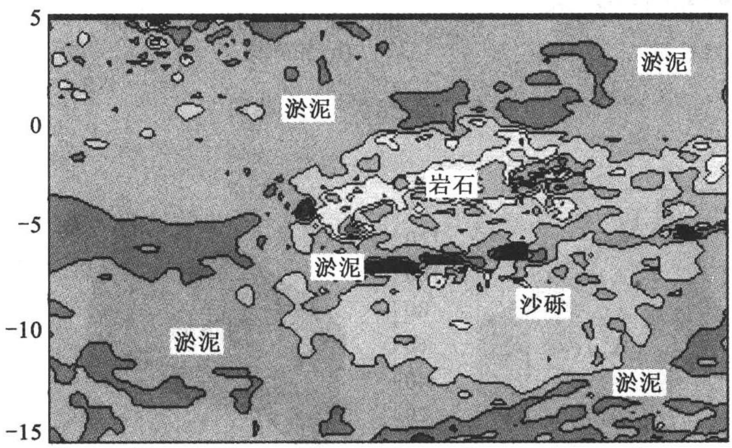
图 11-6　测区等深线和立体三维图



图中坐标单位均为 m，实际坐标 $x = x_{图} + (5.8519 \times 10^5)$，$y = y_{图} + (7.5908 \times 10^6)$

图 11-7 定义区域的等深线图

根据区域位置以及声强数据绘制区域的声强等值线图，并根据其与底质间的关系，标定研究区域底质类型的分布（如图 11-8 所示）。



图中单位均为 m，$x = x_{图} + (5.8519 \times 10^5)$，$y = y_{图} + (7.5908 \times 10^6)$

图 11-8 定义区回声强度等值线图

图 11-8 中呈现出一个近似圆形的区域，回波强度分布在 -13dB 左右，它被回波强度为 -25dB 左右的带状地物分割，其上部分还存在着一个回波强度为 -8dB 左右的带状地物，由此可判断，该凸起地物表层以沙砾为主，中间被淤泥带划分为两部分，上部分中还存在着岩石。

11.3.3 "盛鲁"沉船的搜寻与图像识别

1999 年 10 月，从旅顺开往烟台的"盛鲁"号客船沉没于概略位置为(38°28.13′N，121°34.20′E)的水域。为了尽早获得"盛鲁"沉船的具体位置和海底地形、地貌特征，采用了多波束、侧扫声呐等测量设备，围绕该水域进行扫海勘测。

图 11-9 为沉船区的声呐图像，图 11-10 是根据多波束扫海数据绘制的沉船区三维图。从图中可以看出，沉船区周围地形相对平坦，水深在 49 ~ 51m，而在沉船区，深度明显浅于周围，最大深度差为 22m，最小为 15m，整个船体的坐落方位从西北到东南。根据图 11-10，沉船区的三维图形状与"盛鲁"号极其相似，从回波强度的量值来看(见图 11-11)，凸出地物在声呐图像中表现为高亮区，声强分布在 30 ~ 36dB 之间，可以推测目标为刚性物质；再根据强回波区的点位信息，利用三角形面积叠加，计算出来的强回波区面积与"盛鲁"号表面积近似相等。综上可以判断，图像中的高回波目标为"盛鲁"号沉船。

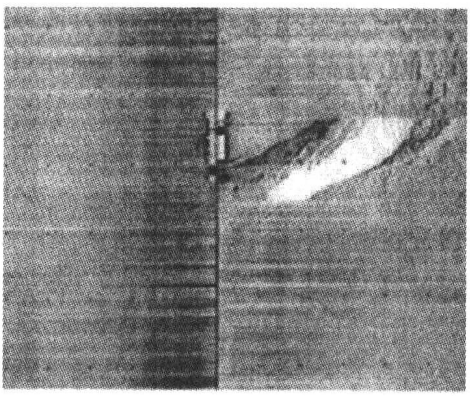


图 11-9 "盛鲁"沉船的声呐图像

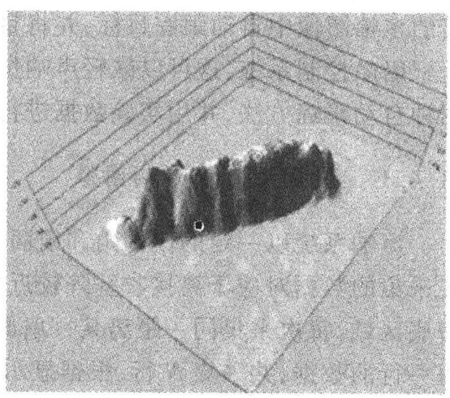


图 11-10 "盛鲁"沉船区的立体三维图

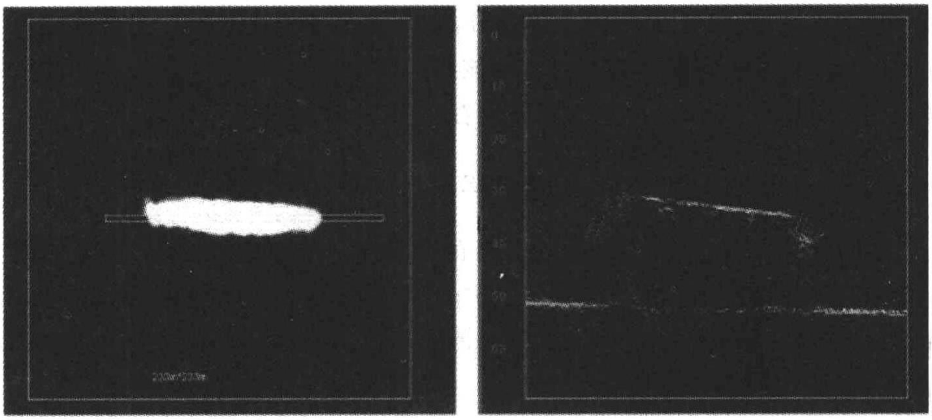


图 11-11 处理后沉船区的声呐图像和回声幅度剖面图

11.4 声呐图像中目标自动跟踪的实现

为了提高目标识别效果,对于沉底小目标,在同一位置往往需要连续采集多幅图像。由于风浪和其他因素的影响,即使采取了一定的稳定措施(如机械稳定),多波束基阵也不可能完全静止。由于基阵的变动,使得连续采集的多幅图像中目标的位置发生偏移,这将给声呐员判断目标的位置带来额外的负担。如果声呐员在一幅图像中用鼠标点取了目标的位置后,声呐系统能够在以后连续采集的多幅图像中自动跟踪目标,并将目标相对于基阵坐标系的位置信息实时传送到船舶控制系统,这可以减轻声呐员的负担,提高目标定位精度。下面给出了两种自动跟踪方法,并用实验数据进行了比较和验证。

11.4.1 沉底小目标声呐图像

声呐系统以一定的俯仰角和扇面向海底探测区域发射声波,接收采集回波。先采集的数据对应于离接收基阵较近的海底区域,后采集的数据对应于较远的海底区域。每次采集同一距离某一扇面的若干个波束的数据,内插成 P 个,作为每一行的数据,共采集 N 行。根据显示放大倍数的需要,分别从 N 行中每 8 行、4 行、2 行取 1 行或逐行取形成 M(行) × P(列) 的方位 - 距离 - 幅度二维图像。图 11-12 为一幅放大倍数为 8 的沉底小目标声呐图像,水平方向是角度维,竖直方向是距离维。图像大小为376(行)、120(列),其中较大的亮区对应于回波较强的区域,是小目标或海底石头的回波形成的,称为目标亮区;目标亮区后面与之相

邻的暗区是小目标或海底石头的声学阴影形成的，称为阴影暗区。声学阴影的形成机理类似于光学阴影。图中竖直细长的亮区是绳子的回波形成的；图 11-12 的其余部分由更小的亮区和暗区混杂一起组成，是海底混响形成的，称为海底混响区。声呐图像与光学图像相比，分辨率低，而且混响和随机噪声的影响，使图像品质进一步恶化，目标亮区和阴影暗区的边缘受到严重影响。

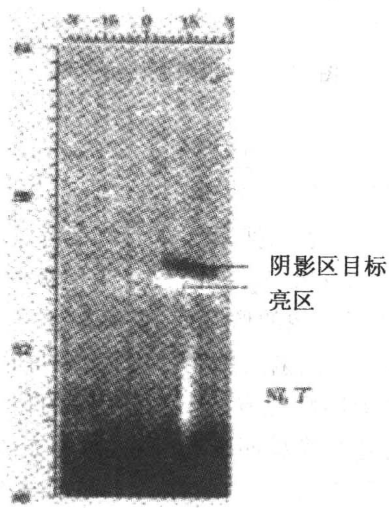


图 11-12　一个放大为 8 倍的图像

11.4.2　跟踪原理和跟踪过程的实现

所谓的跟踪问题就是位置的匹配问题，也就是模板匹配问题。由于目标跟踪要求具有可靠性和实时性，因而采用互相关系数和绝对误差作为相似性指标寻找匹配位置，进而实现目标跟踪。

如图 11-13 所示，S 是声呐图像中截取的一部分，称为搜索区，大小为 $N_1 \times N_2$，目标模板大小为 $M_1 \times M_2$。分别定义互相关系数 $R(u,v)$ 和绝对误差 $D(u,v)$ 如下：

$$R(u,v) = \frac{\sum_{j=0}^{M_1-1}\sum_{k=0}^{M_2-1} x_{j+u,k+v}t_{j,k}}{\left(\sum_{j=0}^{M_1-1}\sum_{k=0}^{M_2-1}\left| x_{j+u,k+v} - t_{j,k}\right|\right)^{1/2}\left(\sum_{j=0}^{M_1-1}\sum_{k=0}^{M_2-1}\left| t_{j,k}^2\right|\right)^{1/2}} \tag{11-4}$$

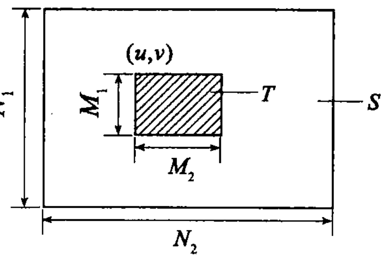


图 11-13 跟踪原始示意图

$$D(u,v) = \sum_{j=0}^{M_1-1}\sum_{k=0}^{M_2-1} \left| x_{j+u,k+v} - t_{j,k} \right| \tag{11-5}$$

式(11-4)和式(11-5)中,u、v 表示搜索区左上角参考点的模板左上角位置,显然有 $0 \leqslant u \leqslant N_1 - M_1$ 和 $0 \leqslant v \leqslant N_2 - M_2$;$i$、$j$ 为模板的像素值;$x_{j+u,k+v}$ 表示搜索区上(u,v)处模板覆盖的子图像的像素值。将模板在搜索区上逐行逐列移动,求每个位置的 $R(u,v)$ 和 $D(u,v)$,遍历整个搜索区,求得 $R(u,v)$ 和 $D(u,v)$ 最小值对应的位置(u^*,v^*),即为匹配位置,也就是跟踪的位置。分别基于 $R(u,v)$ 和 $D(u,v)$ 作为相似性指标进行模板匹配,并将这两种方法分别称为相关系数法和绝对误差法。当进行目标跟踪时,声呐载体处于漂泊状态。有理由认为在相邻几个收发过程中获得的多幅图像只是阴影暗区和目标亮区的位置有变化,它们的形状和像素灰度值的分布基本上不变,海底混响区像素灰度值的分布也基本上不变。所以,可以使用相关系数法和绝对误差法在多幅图像中寻找匹配位置。

模板和搜索区可以这样构造和选择:用鼠标点取显示图像上的阴影暗区或目标亮区,在声呐图像中获得对应的像素点(x,y),用当前图像上以点(x,y)为中心、$M_1 \times M_2$ 区域内的像素构造目标的模板,在后续的声呐图像中选择以(x,y)为中心、$N_1 \times N_2$ 的区域为搜索区。模板大小的选择与阴影暗区或目标亮区的大小有关,选得越大,跟踪过程的抗干扰能力越强,但速度越慢。搜索区的大小的选择应使连续采集的多幅图像的目标都能位于其中。

整个跟踪过程的实现流程见图 11-14。

就图 11-14 中“点取目标”而言,对于未限幅图像可以是阴影暗区,也可以是目标亮区,而对于限幅图像指的是阴影暗区。因为对于限幅的声呐图像,灰度值为 255(对于 266 色图像)时已不能表示实际回波的幅度(能量)值了。

11.4.3 目标动态跟踪实验

用于实验的声呐图像大小 376 × 120,选择放大倍数为 2,由连续采集的两幅

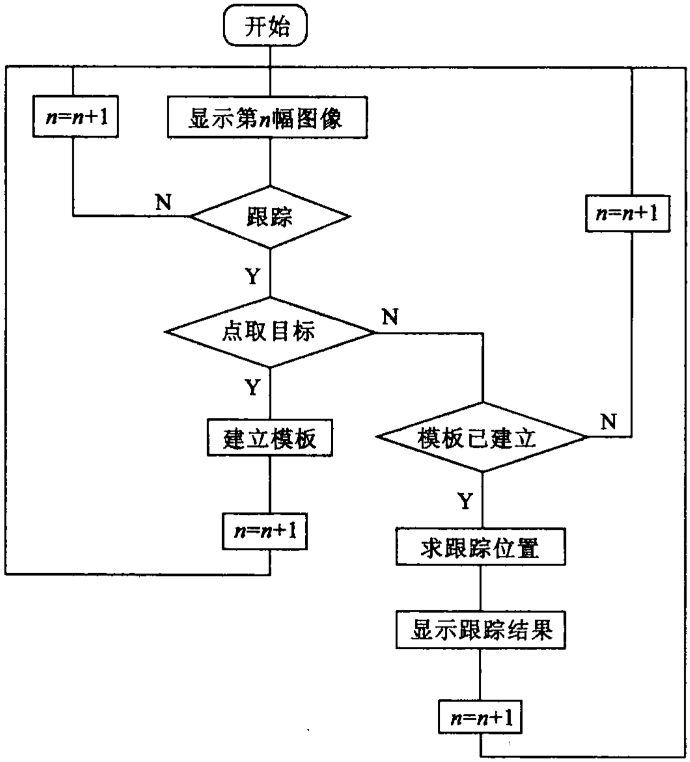
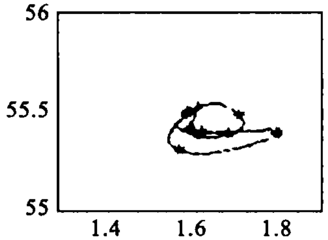


图 11-14　跟踪过程流程图

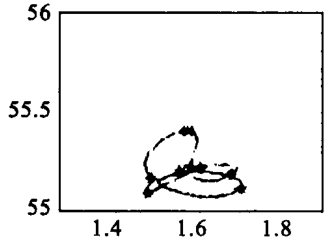
图像组成。根据实际情况，模板大小选为 $a\times45$，搜索区大小选为 $4a\times120$，a 为图像放大倍数。使用绝对误差法，每秒钟即可完成一幅图像的跟踪；而使用相关系数法，则需要 2s。绝对误差法较相关系数法速度快的原因是绝对误差法的运算量较小。

图 11-15 表示对同一组 8 幅图像用两种方法跟踪结果的比较。其中，图 11-15(a) 是绝对误差法跟踪的轨迹，图 11-15(b) 是相关系数法跟踪的轨迹。图中，横、纵坐标轴分别表示角度和距离。

由图 11-15 可以看出，两种方法跟踪的结果有较大差别。与实际情况对照，对于未限幅的图像，无论模板选择的是阴影暗区还是目标亮区，绝对误差法跟踪的误差较小，而相关系数法跟踪的结果有较大的误差，尤其是模板选择目标亮区时。因而认为相关系数法的误差较大是因为声呐图像本身存在着一定的相关性，而且多种干扰的影响使得模板与欲跟踪目标区子图像（目标亮区或阴影暗区）



(a) 绝对误差法



(b) 相关系数法

图 11-15 跟踪轨迹

间的相关性有所下降。

本节解决了在不知道目标形状信息的情况下模板的构造问题,并实现了对目标的实时跟踪。如果利用序列检测或分层搜索的思想和方法改进绝对误差法,将会大幅度地提高跟踪速度。在速度提高的前提下,反过来可以通过增大模板的大小来提高跟踪的抗干扰能力和成功率,可以通过增大搜索区的大小来扩大目标跟踪的范围。

上述研究对于连续动态目标的跟踪具有很强的借鉴作用。

11.5 回波强度与海底底质间对应关系的建立

11.5.1 不同掠射角下回波强度的测定

回波强度是频率 f、入射角(或掠射角)的函数。为了探明不同物质在不同频率 f、掠射角下的回波强度,就需根据特定海底物质,研究回波强度与频率 f 和掠射角的对应关系。

1. 实验要求

1)海底物质属性已知。

2)海底平坦。由于海底地形对声强的作用一般难以精确计算,为了减小地形的影响,要求测定工作选择在平坦的海床区域进行。

3)仪器的严格校正。回声强度测定实验可直接采用多波束系统测定,也可采用专业的声呐系统测定。测量前,仪器的固定安装校验、性能测试、发射频率校验等均需严格进行。

4)声速断面的测定。由于声能随传播距离的增大而减小,波束的实际经历路程对于计算传播损失十分重要,只有通过声线改正才能获得准确的波束传播

路程，其中，声速断面是声线改正的重要参数。

5）海水吸收系数的测定。

6）在优于测试要求的环境噪声下进行实验。

2. 数据处理

数据处理实际上是根据发射声能 SL，从接收到的声噪水平 EL 中除去传播损失 TL、噪声水平 NL 和接收指向性指数 DI_R 的影响，从而获得反映海底物质回波强度信息的过程。

11.5.2　不同频率下回波强度与掠射角、底质对应关系的建立

将波束轴线上的回波强度作为该波束的回波强度（因为轴线波束在海底的打击点为波束脚印的中心，该中心的波束角、坐标和深度不但已知，而且比较准确），并将之与波束掠射角对应起来，获得该物质在不同频率、不同掠射角下的声强。

改变频率，采用同样的数据处理过程，便获得了同一物质对应不同频率、不同掠射角下的回波强度；改变物质，同样获得了不同物质对应不同频率和掠射角下的回波强度。将物质的物理属性与频率、掠射角对应起来，便确立了它们之间的函数关系。图 11-16 是根据 RESON 公司提供的实验数据描述的它们之间的函数关系，图中，x 轴代表波束的掠射角（°），y 轴为回波强度（dB）；图 11-16(a)、图 11-16(b)、图 11-16(c)、图 11-16(d) 分别反映的是频率 f 为 100kHz、80kHz、60kHz、30kHz 时不同物质的回波强度与掠射角的关系。

图 11-16 中所描述的关系是进行海底分类的基础。

11.5.3　同频率下底质与掠射角对应关系的建立

上述关系反映的是掠射角与波束中心声强的关系。为了得到波束脚印内其他声强采样 BS 与掠射角的关系，就需建立掠射角与采样强度的数据对，并利用该数据对拟合回波强度与掠射角的函数关系。

该关系对于以下两种情况是非常有用的：

1. 仅在部分掠射角下测定了回波强度，而希望获得任意掠射角所对应的声强。

2. 希望实测得到的掠射角与声强的对应关系适用于同频率、不同多波束声呐系统。

根据图 11-16，频率 f 固定在 100kHz 时，对回波声强与掠射角的数据对进行

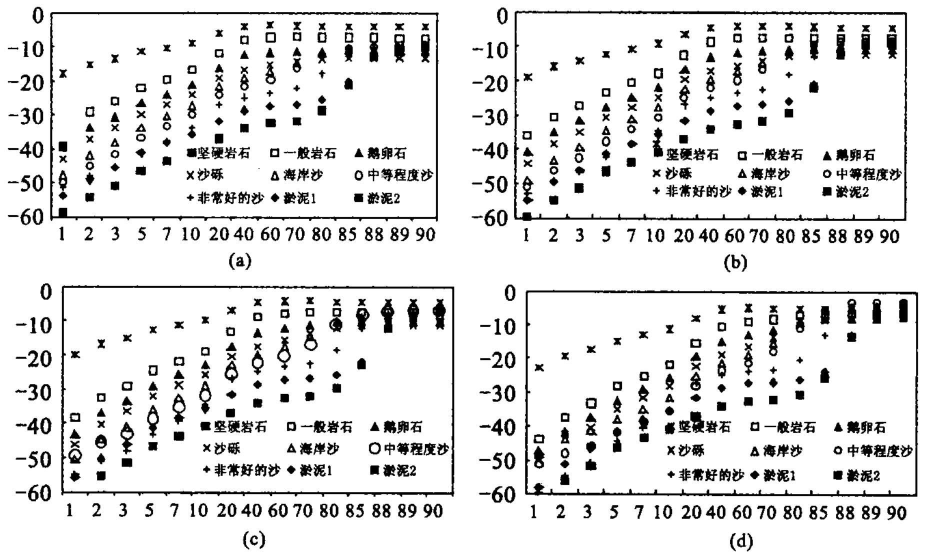


图 11-16　不同物质的回波强度与频率、掠射角的关系

拟合，所得的不同物质的回波强度与掠射角的关系曲线如图 11-17 所示。

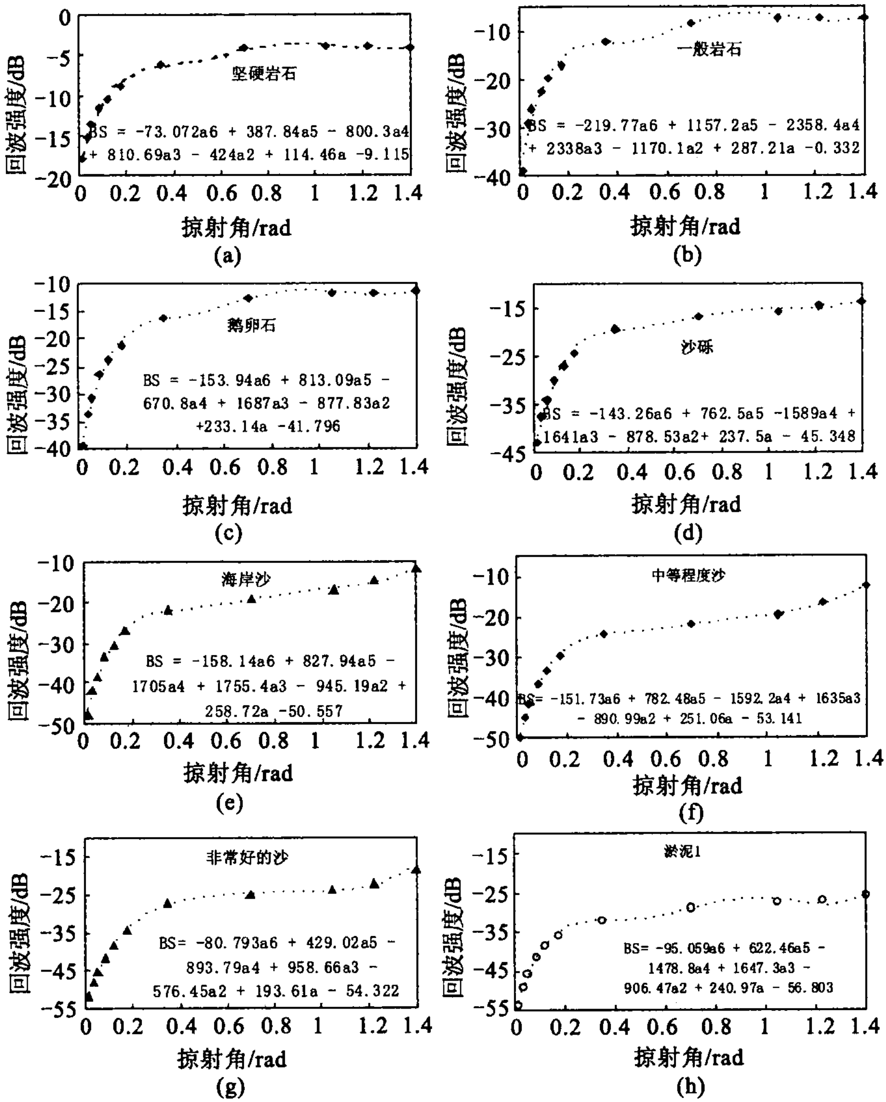
对于某一种多波束测深仪，通过采样，可建立不同入射角下回波强度与海底类型之间的对应函数关系，形成关系数据库，并应用于海底类型的划分。

11.5.4　与设备、入射角无关的声强与底质关系数据库的建立

上述几节的研究均受制于设备类型和入射角，下面研究独立于设备类型和入射角的声波回波强度与海底底质类型之间的对应关系，以更好地服务于海底类型的识别和划分。

根据前面回波信号的处理，只要对原始接收的多波束回波强度数据进行信号的传播损失改正、声线弯曲改正、海底地形对波束入射角的影响改正、声照区面积改正和 Lambert 法则改正后，便可得到与设备、入射角无关的、单一反映海底底质类型的纯量声强，并利用这些纯量声强序列形成新的反映海底地貌的灰度图像。

传统的海底底质类型分布确定是通过实际采样来实现的。若在一些特征水域通过采样确定海底底质类型，结合纯量的多波束声强数据，就可以建立起纯量声强（或图像灰度）与海底底质类型之间的对应关系，并可以建立相应的关系数据库，实现海底底质分类。



图中虚线为拟合曲线

图 11-17　不同物质的回波散射强度与掠射角的关系曲线

11.6　海底底质分类

海底底质声学特性一直是海洋地质、水下工程地质、海底矿产资源、海洋渔

业和水下通讯等领域重要的研究内容，通过海底声反射和声散射等手段可以进行海底底质的声学特征研究。在海洋地质领域的研究过程中，由于声学方法为研究海底表面特性和海底底质特性的分类提供了一种十分快捷、经济的间接手段，因而当研究区的底质取样资料稀少(或因是砂质海底而难以取样)及需要了解大面积沉积物类型面上分布时，声学方法显示出极大的优越性，受到广大研究者的高度重视。我国在海底底质分类方面的研究程度还较低，虽然近年来引进了多波束系统，获得了大量的数据资料，但仍然只利用了该系统的海底测深功能，其底质分类等功能的技术潜力还没有得到充分的开发和利用。

11.6.1 海底分类的研究现状

许多国家都非常重视海底声学特性的研究。美国海军海洋系统中心(NOSC)对海底声学特性进行了大量的基础性研究和海底数据采集工作，为美国建成了大型的海洋海底数据库。近几十年来，具有代表性的海底声学特性研究是美国学者 Hamilton 和 BiotStoll 的研究工作。Hamilton 对海底沉积物的声学特性进行了系统研究，提出了简单且易于应用的粘弹模型，并根据收集到的数据资料总结出了大量的经验公式。Biot 提出的流体饱和多孔介质模型经 Stoll 等人修正后，物理概念明确，预计的慢纵波也被实验所证实，并用于海底参数和声场的预报。最近，美国水声专家又提出将海底沉积物按声阻抗和声衰减系数进行分类，认为其他海底参数都与这两个参数密切相关。20 世纪 60 年代起，国外对海底底质分类的研究主要是从海底沉积物的物理力学特性、声学特性及两者的相关性、海底回波特性和特征量的提取等方面着手的，自 80 年代起，开始进入了应用研究，各个国家纷纷研制出了用于海底沉积物走航式测量的设备，在不断获取大量实验数据的同时，不断改进测量手段。目前，较大规模的底质分类合作研究项目主要有 ESMAC(environmental seafloor mapping and characterization)项目(1992 年 6 月~1994 年 6 月)，由北欧多国参与，主要由瑞典和挪威来实施；ISACS(integrated systemfor analysis and characterization of the seafloor) 项目(1996 年 2 月 ~ 1999 年 8 月)，为欧盟组织的由五国参与研究的大型海洋科学与技术研究计划(MAST2Ë) 中的一个子项目。在我国，海底声学特性的研究还较薄弱。中国科学院声学所孟金生和关定华教授提出了海底沉积物分类方法。1992~1995 年，中国科学院南沙综合科学考察队对南沙群岛及其邻近海区开展了多学科综合考察和研究，其中也进行了海底底质分类等方面的考察和研究工作，1993~1994 年，又对其进行了 4 个航次的科学考察，取得了 58 个海底浅层沉积物样品，并在实验室内进行了声学参数测试和分析，发表了一系列有价值的研究文章。国家海洋局第二海洋研究所对海底沉积物进行了大量声学

测试分析工作，陶春辉等利用 SeaBeam 多波束系统对太平洋海底多金属结核覆盖率进行了计算，在约 1 700km 的测线上进行估算。中国科学院声学研究所研制并不断改进了海底表层底质探测系统，多次在海上作了海底底质分类工作，获得回波的 8 种参数(反射系数、能量归一系数、回波能量分布、回波间相关系数、包络谱等)，将航线上的底质分为8 类，即礁石、细砂、泥质砂、砂质泥、泥和软泥等。基于实验设备、经费以及实验方法等各方面条件的限制，国内对海底声学底质分类技术的研究大多仅限于基础方面，或是针对特定的海域，或是针对特定的底质类型，研究的程度不高。而海底沉积物声学遥测是一项实验性很强的研究，它的实用化必须基于大量采集的现场数据。因而，我国在海底参数的数据收集(尤其是对特定海区数据的收集)、参数分类和分类理论模型的建立等方面的研究与国外的差距仍然很大。

目前，最典型的探测设备和软件主要有美国 NOARL 公司 (naval oceanographic and atmospheric research laboratory) 的 ASCS、挪威 Simrad 的多波束产品、TRITON 分类软件和加拿大 QTC 公司的 QTC VIEW 等。

1. 美国的 ASCS 和 VBT-Bottom Classifier 系统

1984 年，美国的 NOARL 公司购买了西德 Honeywll2ELAC of Kiel 的一套 ESMS 系统(echo strength measurement system)，卖方还按要求进行了若干软件的改进。NOARL 公司在 1985 年获得改进的软件后，将其更名为 ASCS(acoustic seafloor classification system)。1990 年前后，NOARL公司又对该系统作了较大改进。1993 年，NRL(naval research laboratory) 开发了另一套 ASCS，与原来的相比，几乎全部软件和硬件都作了更改，其中，最重要的换能器部分由两个单频变为两个宽带固定波束宽度。

美国 Biosonics 公司还开发了 VBT BottomClassifier 系统。

2. 挪威的多波束系统及 TRITON 分类软件

挪威的 Simrad 公司参与底质分类技术的研究和开发工作是自北欧的多国合作研究计划 ESMAC 项目开始的。TRITON 分类软件由 Sim rad 公司与挪威计算中心合作开发，它为 Simrad 公司的 Neptune 软件族中的一个模块，与该软件族共同配合使用。TRITON 分类软件的优点是可以方便地建造自己的底质类型描述数据库，同时，可由用户训练它识别新的沉积物类型，还可以利用地理上分割的块断数据作内插和平滑，以获得整个调查区的数据。该软件是用统计方法进行分类的，缺省底质分为 5 类，即基岩、粗砂、细砂、粘土和泥。

3. 加拿大的 QTC VIEW 系统

QTC VIEW 系统的硬件部分包括一个可附加于任何测深仪的外加部件，它直接从换能器端接入信号，数据通过一个 RS232 口向外输出。该系统可与 ISAH

系统(integrated system for automated hydrography)配合使用，待所需参数全部提取出来后，再做主成分分析，并将其压缩为3个互相正交的量(Q_1、Q_2和Q_3)，据此进行分类。该公司最近又推出了最新的 QTC IMPACT 系统。

4. 英国的 RoxAnn 系统

由英国 MarineMicroSystem 公司研制的 RoxAnn 系统与加拿大 QTC 公司的 QTC VIEW 系统几乎完全相同。RoxAnn 系统的分类使用了 E_1 和 E_2 两个参数，E_1 反映了海底底质的粗糙度，E_2 则是从两次回波中提取，反映了海底底质的硬度。

11.6.2 传统的海底分类的方法

1. 剖面声呐、测深仪法

对用剖面声呐、测深仪法提取的声学特征进行下列 5 种方法的计算和统计分析，以进行海底底质分类。

(1) 反射系数；

(2) 累积能量归一曲线(取决于沉积物衰减系数)；

(3) 反射信号的时域波形特征(幅度分布统计、直方图等)；

(4) 反射信号的频域特征；

(5) 回波的 ping 间相关统计；

2. 侧扫法

将用侧扫法提取出来的声学参数进行以下 3 种方法的计算和统计分析，从而实现海底底质的分类。

(1) 回波强度的统计量(分位点)；

(2) 纹理特征提取；

(3) 斜入射反向散射强度与入射角的关系。

3. 多波束法

将利用多波束方法提取的声学特征进行下列 6 种方法的计算和分析，进而实现对海底底质的划分。

(1) 均值；

(2) 分位数(quantile)；

(3) 标准偏差(standard deviation)；

(4) 对比度(contrast)；

(5) 频谱；

(6) 回波幅度的直方图等。

综合看来，底质分类的能力和效果不仅取决于所使用的声呐手段，还取决

于分类算法。剖面声呐和测深声呐使用的都是正入射信号，回波中能更多地携带地层信息，能以较高的置信度推测沉积物的物理性质，其中宽带剖面声呐所得到的分类和特征估计的效果要好于普通测深仪所得到的效果，但由于普通的低频宽带剖面声呐换能器的开角非常大，因此，当海水略深时，回波中底表面和内部的散射信号将会混淆。两种声呐共同的缺点是所测得的信息只是换能器正下方的单点信息。多波束系统除了可以得到近垂直入射的声波外，还可以得到多角度散射信号，信息量大，尤其是它可以得到较大面积海底表层沉积物的信息，工作效率高，在海底地形全覆盖测量方面的应用前景十分广阔。但是，难以得到较深地层的信息是多波束系统的缺点之一。

上面对传统的海底分类方法进行了总结，围绕传统方法进行海底分类已有大量的文献，下面就目前研究的最新进展给以介绍。

11.6.3　利用回波强度与掠射角、海底物质对应关系进行海底分类

对于确定的多波束系统（频率、波束角等参数固定），根据声能方程，从接收声能中除去发射声能、发射和接收指向性指数、传播损失和声照面积影响后，剩余部分反映的是海底物质对声波的回波强度，

$$BS = BS_0 + 10\lg\cos^2\theta \tag{11-6}$$

即图 11-16 中描述的不同物质的回波强度与掠射角的函数关系。若利用实验数据建立图 11-17 中的函数关系或数据库，以采样波束对应的掠射角和回波强度为索引，在数据库中查询与之对应的物理属性，从而确定该波束在海底打击点处的地质类型，达到海底分类的目的。

11.6.4　基于纯量声强的海底分类

海底分类的另外一种方法是对回波强度 BS 进行投射区面积改正、Lambert 法则改正，获得仅反映海底地质特征的纯量 BS_0，并根据 BS_0 绘制海底物质回波强度图像，海底物质的物理属性以及分布可通过声呐图像反映出来，因此，利用声呐图像可进行海底分类。

由于图像一般采用灰度描述，不能直观地标定不同物质的地理区域。因此，需要根据图像形成时建立的关系反演声强，进而划分海底物质类型。也可对灰度图像按照灰度的变化进行边缘划分（或轮廓线划分），再根据划分区域内的灰度以及灰度与声强的转换关系确定划分区域的地质类型。为了在地理框架下实现海底分类，需要利用如下两个关系：

（1）图像中的像素位置与地理位置的对应关系；

（2）图像中灰度级与声强的转换关系。

下面仍根据 Kongsberg Simrad 公司提供的处理后的声呐图像(图 11-18),根据以下两个关系进行海底底质分类。

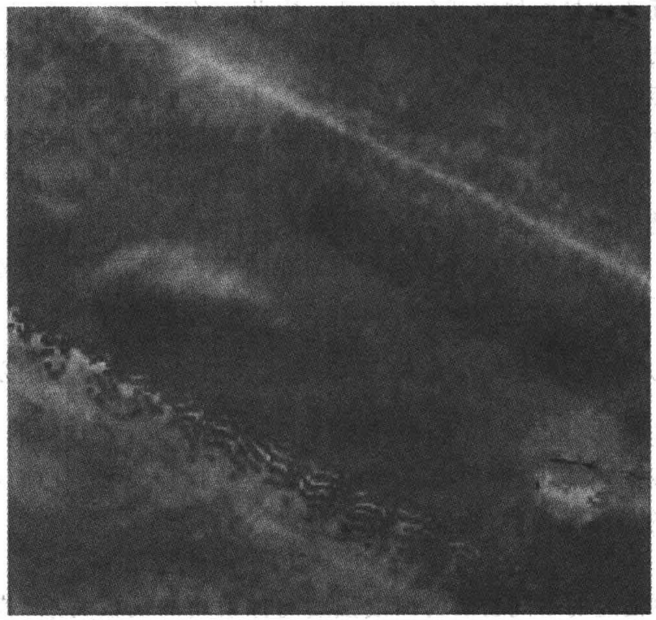


图 11-18 原始图像经小波消噪后的图像

位置关系:图像区域的左下角点的位置为(584 800m,6 590 800m),水平向右为 x 坐标的增加方向,垂直向上为 y 坐标的增加方向;地理坐标系下的 1m 对应 1.54 个像素。

转换关系:$G = BS + 168$ (G 为像素灰度值)。原始图像尺寸为 308 像素 ×308 像素。

根据位置关系,原始图像的实际地理范围为:x 方向为$(0 + 584\ 800) \sim (200 + 584\ 800)$m,$y$ 方向为$(-200 + 6\ 590\ 800) \sim (0 + 6\ 590\ 800)$m;根据转换关系,将每个像素的灰度值转换为对应声强,至此,每个像素的地理位置和声强已全部获得。根据地理位置(x,y) 和声强 BS,采用类似绘制等高线的方法,绘制声强等值线图(如图 11-19 所示);参照声强与海底类型的对应关系,标定不同底质的地理区域,即进行海底分类。根据海底分类图(图 11-19),原始图像所在区域的海底构造以淤泥为主,同时还存在着沙砾和岩石,个别地区还出现岩石和泥沙并存的情况。

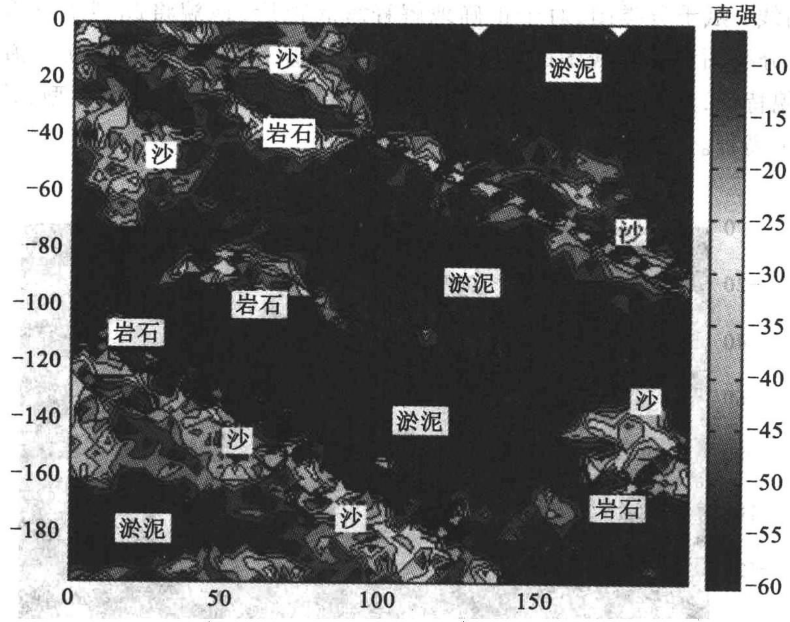


图 11-19　海底分类图

为了进一步了解该区域的地形变化，需依地理位置为索引，从实测数据中获取深度信息，进而建立该地区的数字地模，图 11-20 和图 11-21 分别为识别区的等深线和立体三维图形。图中坐标省略大项，单位为 m。

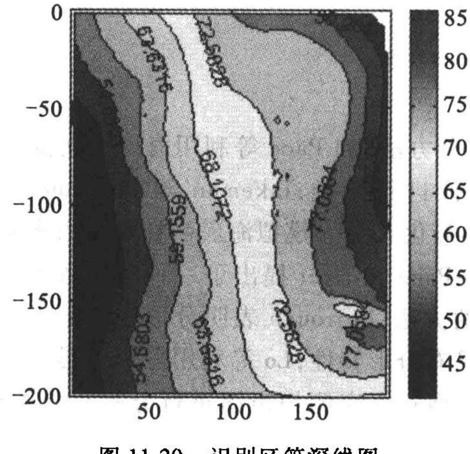


图 11-20　识别区等深线图

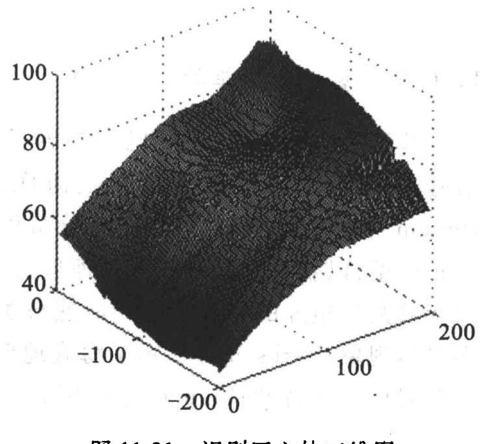


图 11-21　识别区立体三维图

为方便海底分类图的利用，除给出地理区域的海底地质分类图外，将等深线（或等高线）赋予分类图，对于正确地解释海底地形、地貌将起到十分重要的作用，地质分类图和等深线图的叠加图如图 11-22 所示。图 11-22 反映了海底的地形和地貌特征，从图中可以非常容易地识别出某一区域内的地质类型，并获取水深或数字高程。

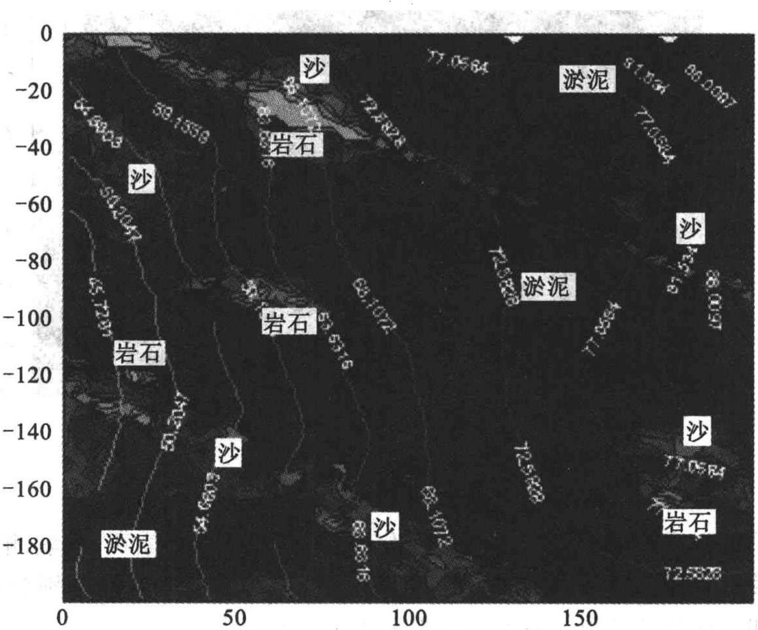


图 11-22　海底分类图与等深线图的叠加图

11.6.5　基于分形维的底质分类

基于多波束图像，目前已经提出了多种方法，如 Pace 等利用海底反向散射信号的功率谱特征对侧扫声呐海底图像进行分类；Jakeman 等、Gensane 和 Dunlop 分别用 K 分布、对数正态分布和一般化 K 分布模拟海底侧扫声图的概率分布模型，以获得分布参数来对海底分类；Pace 和 Dyer 提出了一种利用基于图像灰阶共生矩阵的特征量进行海底分类的方法；Burrough 表明分形模型适于许多自然现象；Berkson 等显示了海底地形具有分形特性；Lo 等利用分形维描述海洋散射信号的特性；Linnett 等利用分形模型对海底侧扫声图进行分割和分类；Carmichael 将非对称的多分形维思想应用于海底分类。

基于分形维在声呐图像海底分类方法中的广泛应用，下面将综述分形维的一些经典算法，并给出其应用于试验所得侧扫声图的计算结果。

1. 分形维的定义

分形的概念最先是由 Mandelbrot 引入的，用于描述自然界物体形状的复杂性和不规则性。判断分形集合的一个准则是其自相似性：考虑 n 维欧式空间中的有界集合 A，如果 A 可以用其 N_r 个独立拷贝的联合来表示，则认为集合 A 具有自相似性，其中 A 的每一拷贝是其缩小 r 倍且与 A 相似的集合。

分形集合的量化特征是其分形维，可以由下式推出集合 A 的分形维 D：

$$I = D_r r^D \quad 或 \quad D = \frac{\lg(N_r)}{\lg(1/r)} \tag{11-7}$$

自然景物通常具有统计上的自相似性，其二维图像的分形维体现了图像即物体表面纹理的粗糙度和不规则性。然而，实际上难以直接利用式(11-7)计算分形维 D。以下介绍分形维 D 的几种近似计算方法。

2. 图像分形维的计算方法

1) Peleg 法

Mandelbrot(1982)最先描述了一种计算一维信号的分形维的方法，用于估计海岸线的长度。考虑到海岸线的距离不超过 ε 的所有点，这些点形成了一个宽度为 2ε 的条带，则海岸线长度的估计值 L_ε 为该条带的面积 A_ε 除以 2ε。Mandelbrot 由大量海岸线的数据得出以下经验公式：

$$L_\varepsilon = F\varepsilon^{1-D} \tag{11-8}$$

式中，F 为常数；D 为分形维。对 $\lg(L_\varepsilon)$ 与 $\lg(\varepsilon)$ 的关系曲线进行最小二乘线性拟合，设拟合线的斜率为 $m(-1 < m < 0)$，便得分形维 D 为 $1 - m$。

Peleg 等将 Mandelbrot 的思想延伸到二维图像表面积的计算。将图像看作三维空间，其中坐标(x,y)表示图像像素的位置，$z = g(x,y)$表示图像像素对应的灰阶，从而 $g(x,y)$ 表示图像的灰阶表面，以下用 $g(i,j)$ 表示。考虑到图像灰阶表面 $g(i,j)$ 的距离不超过 ε 的所有点，所有这些点形成了厚度为 2ε 的覆盖层，则图像灰阶表面积的估计值 A_ε 等于该覆盖层的体积 V_ε 除以 2ε。对于不同的尺度 ε，通过以下方程式计算覆盖层的上表面 $u_\varepsilon(i,j)$、下表面 $b_\varepsilon(i,j)$ 及相应的体积 V_ε：

$$\begin{aligned} u_\varepsilon(x,y) &= \max_{i,j}\{g(x+i,y+j) + \varepsilon - \max\{|i|,|j|\}\} \\ b_\varepsilon(x,y) &= \max_{i,j}\{g(x+i,y+j) + \varepsilon + \max\{|i|,|j|\}\} \end{aligned} \tag{11-9}$$

$$\forall i,j \in \{-\varepsilon,\cdots,0,\cdots,\varepsilon\} \tag{11-10}$$

得覆盖层的体积为：

$$V_{\varepsilon} = \sum_{i,j} [(u_{\varepsilon}(i,j) - b_{\varepsilon}(i,j)] \tag{11-11}$$

从而，在尺度 ε 下的图像灰阶表面积 A_{ε} 为：

$$A_{\varepsilon} = \frac{V_{\varepsilon}}{2\varepsilon} \tag{11-12}$$

根据 Mandelbrot，分形表面在尺度 ε 下的面积 A_{ε} 服从以下关系：

$$A_{\varepsilon} = F\varepsilon^{2-D} \tag{11-13}$$

从而对 $\lg(L_{\varepsilon})$ 与 $\lg(\varepsilon)$ 的关系曲线进行最小二乘线性拟合，便可求得分形维 D。

2）微分盒计数法(DBC)

微分盒计数法是利用覆盖图像灰阶表面所需的盒子数来确定图像分形维的。如图 11-23 所示，将图像看成三维空间，其中，坐标(x,y) 表示图像像素的位置，$z = g(x,y)$ 表示图像像素对应的灰阶。对于大小为 $M \times M$ 的图像，将(x,y) 平面分割为大小为 $s \times s$ 的网格，则 $r = s/M, M/2 \geqslant s > 1$。在每一网格上设置一列大小为 $s \times s \times h$ 的盒子，其中，$[G/h] = [M/s]$，G 为图像的灰阶总数。

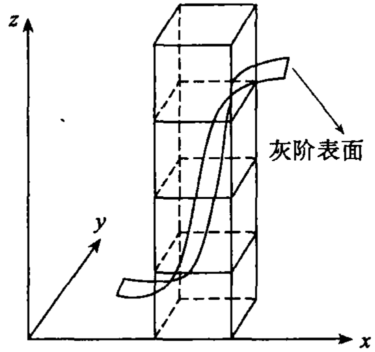


图 11-23　DBC 中 n_r 的确定

假设第(i,j) 个网格中的 $s \times s$ 个像素的最小和最大灰阶分别落入该网格上的一列盒子中的第 k 个和第 l 个盒子，则令：

$$n_r(i,j) = l - k + 1 \tag{11-14}$$

$n_r(i,j)$ 表示在第(i,j) 个网格的一列盒子中覆盖该网格灰阶表面所需的盒子数。则覆盖整个图像灰阶表面所需的盒子数 N_r 为所有 $n_r(i,j)$ 之和：

$$N_r = \sum_{i,j} n_r(i,j) \tag{11-15}$$

相对不同的 r，即不同的 s 值，计算相应的 N_r，然后利用式（1）对 $\lg(N_r)$ 与 $\lg(1/r)$ 的关系曲线进行最小二乘线性拟合，便可求得分形维 D 的估计值。因为该方法利用微分来计算在每一网格的一列盒子中覆盖网格灰阶表面所需的盒子数，因此被称为微分盒计数法（DBC）。

3）移位微分盒计数法（SDBC）

DBC 方法通常容易过多地计数在第 (i,j) 个网格的一列盒子中覆盖网格灰阶表面的盒数 $n_r(i,j)$。例如，图 11-24 显示出需要 4 个盒子来覆盖某一网格中的图像灰阶变化，但是通过适当地使盒子向上或向下移位，可以只用 3 个盒子来覆盖该网格中的灰阶变化，如图 11-25 所示。

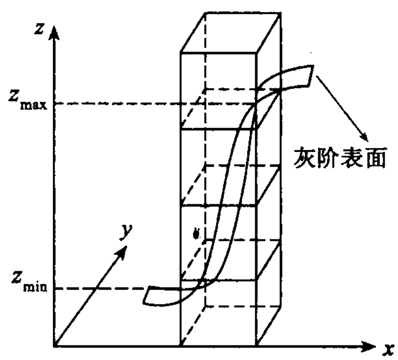


图 11-24　正常情况下覆盖某一网格所需的盒数为 4

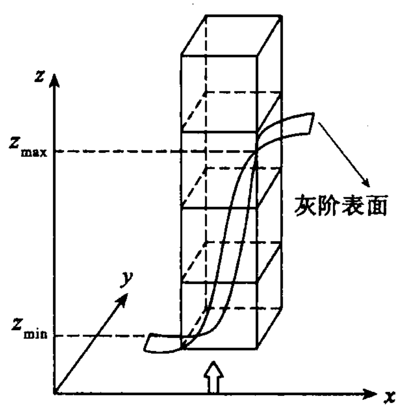
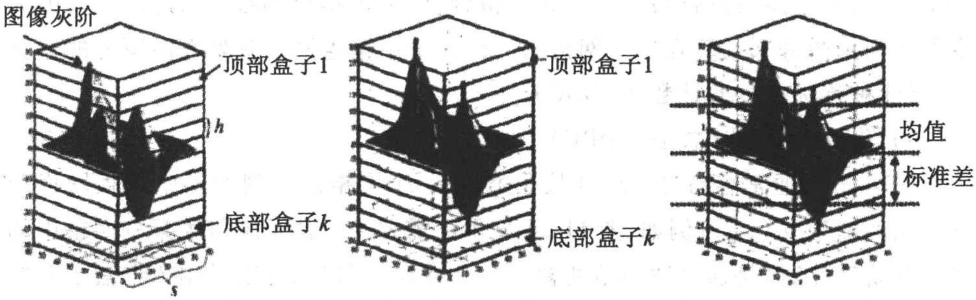


图 11-25　向上移位后所需的盒子数为 3

从而，通过使每一网格上的盒子列在水平（x 和 y）和垂直（z）方向上移位，可以更准确地计算覆盖每一网格中的灰阶变化所需的盒子数。

4）标准差盒计数法（σ-BC）

在基本的 DBC 法中，先确定第 (i,j) 个网格的盒子列覆盖其灰阶变化的最小盒号和最大盒号，然后通过计算最大与最小盒号之差获得该网格对 N_r 的贡献 $n_r(i,j)$，如图 11-26（a）所示。然而，这种计算 $n_r(i,j)$ 的方法容易受噪声的干扰，如图 11-26（b）所示。一般来说，图像灰阶的标准差代表了图像的离散度，因此可以计算第 (i,j) 个网格中的灰阶标准差 $\sigma(i,j)$，然后令第 (i,j) 个网格对 N_r 的贡献 $n_r(i,j)$ 等于两倍的灰阶标准差 $\sigma(i,j)$ 所对应的盒子数，如图 11-26（c）所示。设盒子高度为 h，则有：



(a) 无噪时$n_r(i,j)$的确定　　(b) 有噪时$n_r(i,j)$的确定　　(c) 利用标准差确定$n_r(i,j)$

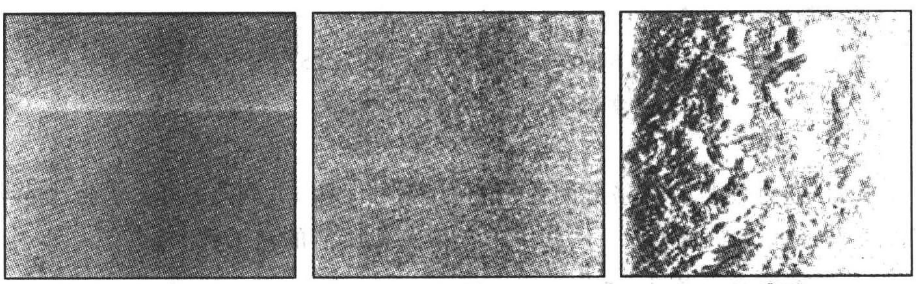
图 11-26　标准差盒计数法(σ-BC)

$$n_r(i,j) = [2\sigma(i,j)/h] + C$$

$$C = \begin{cases} 0, & 2\sigma(i,j)/h - [2\sigma(i,j)/h] = 0 \\ 1, & 2\sigma(i,j)/h - [2\sigma(i,j)/h] \neq 0 \end{cases} \tag{11-16}$$

3. 试验结果

图 11-27 分别是沙、泥和礁石三种典型的底质底质图。利用以上几种分形维计算方法计算图中各底质声图的分形维 D ,结果如表 11-1 所示。



(a) 沙　　(b) 泥　　(c) 礁石

图 11-27　典型的底质声图

由表 11-1 中的分形维结果可知,不同底质的侧扫声图的分形维有着较大的差异,尤其是泥 - 石、沙 - 石之间。从而利用海底侧扫声图的分形维,结合适当的分类器,可以可靠、准确地对海底侧扫声图进行底质分类。

表 11-1　　利用分形维方法计算的图 11-23 中各图的分形维 *D*

方法 \ D \ 底质	沙	泥	礁石
Peleg	2.23	2.39	2.80
DBC	2.18	2.33	2.87
SDBC	2.15	2.31	2.83
σ-BC	2.10	2.27	2.72

11.6.6　基于遗传算法的 *BP* 网络实现海底底质分类

不同的底质在声图上构成的纹理是不同的。纹理是海底表面结构粗糙程度的直接反映，可利用它进行分类。描述纹理的特征量有许多，如纹理的密度、纹理的方向、纹理的粗细程度等。一般使用灰度共生矩阵法来统计纹理，用不同的权矩阵对其进行加权运算，可以得到一系列的纹理特征统计量；可以用于提取图像中纹理信息的特征统计量主要有反差、熵、逆差距、灰度相关、能量、角二阶距和方差等。为了避免过分依赖于单一形式的纹理，还可提取海底地形的分维数，其反映了地形的粗糙程度。如果影像没有匹配的水深数据，可直接计算影像的分维数，它是海底地形分形的直接反映。

传统的分类方法是统计分类法，它的缺点是需已知不同类别的条件概率分布，而目前更多的是利用神经网络进行分类，它是一种非线性分类器，不需已知条件概率分布。在各种人工神经网络模式识别模型中，BP 网络是应用最多也是最成功的监督分类。Michalopoulou 等对 Bayesian 分类器和神经网络分类器进行了比较，认为在未知先验概率密度时，从分类速度和精度上考虑，后者优于前者。Stewart 等使用谱分析进行分类，他们使用了多传感器和多尺度的数据，但一般情况下不可能有如此丰富的数据。

Alexandrou 等利用回波概率密度计算的峰度和脉冲长度对作为特征矢量，采用 BP 网络分类。鉴于 BP 网络的优点，本文也采用其对海底底质进行分类。在分类之前，假设声图已经被预处理，消除了畸变，进行了区域分割等。

1. 特征提取

模式识别在特征空间中进行，特征参数的选择是正确识别的关键。为了进

行海底分类，研究者们进行了详细的研究。Michalopoulou 等使用反向散射强度和入射角对；Huseby 等使用反向散射强度、谱参数和纹理共生矩阵统计量；Preston 等使用了多达 130 多个特征量，包括基本统计量、分位数、共生矩阵和分维数等，然后使用主成分分析法抽取最优的少数特征量作为最后分类的输入量；Carmichael 等使用影像的分维数；Pace 使用谱参数；Clarke 利用反向散射强度和入射角对的形状、方差和大小作为特征输入矢量。综合来说，特征矢量分为四种：

（1）直接的反向散射强度和入射角对；

（2）对反向散射强度谱分析后提取的参数；

（3）影像纹理分析；

（4）地形或者影像的分维数。

对于前两种，直接采用了反向散射强度值，由于反向散射强度模型与实际测量值具有一定的偏差，不同的声呐系统的结果可能不一致。同时，能量谱也不能准确地表示不同类别的边界，故采用前两种可能会影响分类的精度。至于后两种，从灰度空间结构关系上考虑，而不直接采用像素绝对大小，结果更具有普遍性。为此，下面采用后两种作为输入矢量进行底质分类。

1）共生矩阵

灰度共生矩阵研究沿一定方向（0°、45°、90°、135°）相隔一定距离的像元之间的相互关系，矩阵元素(i,j)的值等于沿α方向间距为d时，灰度为i和j的像元对出现的概率p或者频数。本文提取的统计量有6个：反差、熵、逆差距、灰度相关、角二阶距和方差，设矩阵大小为$m \times m$，具体公式如下：

反差：
$$f_1 = \sum_{n=0}^{m-q} n^2 \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} p(i,j), \quad 其中 |i-j| = n \tag{11-17}$$

熵：
$$f_2 = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} p(i,j) \log_2 p(i,j) \tag{11-18}$$

逆差距：
$$f_3 = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} \frac{p(i,j)}{1 + (i-j)^2} \tag{11-19}$$

灰度相关：
$$f_4 = \frac{\sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} p(i,j) - u_x u_y}{\sigma_x \sigma_y} \tag{11-20}$$

角二阶距：
$$f_5 = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} p(i,j)^2 \tag{11-21}$$

方差：
$$f_6 = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{m} (i-u)^2 p(i,j) \tag{11-22}$$

其中，u_x、u_y 分别为行均值和列均值；σ_x、σ_y 分别为行均方差和列均方差；u 为均值。最后，将 4 个方向的值平均，就得到了旋转不变的特征向量。

2）分维数

分形模型适合很多自然现象，海底也不例外。一个物体可用维数来描述，规则体用整数维描述，分形体可用分维数来描述，它是一种新的非整数维的测度，是定量非常不规则的复杂自然现象的有力手段。本文使用双毯法(blanket)计算影像的分维数，原理如下。

假设一分形面 $g(x,y)$，上、下表面分别为 $u_\varepsilon(x,y)$、$b_\varepsilon(x,y)$，距离分形面 ε，且

$$u_\varepsilon(x,y) = \max_{i,j}\{g(x+i,y+j)+\varepsilon-\max\{|i|,|j|\}\} \tag{11-23}$$

$$b_\varepsilon(x,y) = \max_{i,j}\{g(x+i,y+j)-\varepsilon+\max\{|i|,|j|\}\} \tag{11-24}$$

其中，i,j 在 $-\varepsilon$ 到 $+\varepsilon$ 之间。则上、下表面与分形面所夹的体积分别为：

$$V_e^+ = \sum_{x,y}(u_e(x,y)-g(x,y)) \tag{11-25}$$

$$V_e^- = \sum_{x,y}(g_e(x,y)-b(x,y)) \tag{11-26}$$

则表面积 A_ε 为：

$$A_e = \frac{(V_e^+ - V_e^-)}{2\varepsilon} \tag{11-27}$$

对于分形面，表面积 A_ε 和尺度 ε 之间有如下的关系：

$$A_e = F\varepsilon^{2-D} \tag{11-28}$$

式中，F 是常量；D 是分维数。给定两个表面积 $A\varepsilon_1$ 和 $A\varepsilon_2$ 以及对应的尺度 ε_1 和 ε_2，则 D 计算得：

$$D_{\varepsilon 2,\varepsilon 1} = 2 - \frac{\ln A_{\varepsilon_2} - \ln A_{\varepsilon_1}}{\ln\varepsilon_2 - \ln\varepsilon_1} \tag{11-29}$$

通常，V_ε^+ 与 V_ε^- 并不相等，称为非对称(Asymmetry)现象，因此，不能用惟一的分维数来描述，需将上、下面分开计算出两个分维数。同时，声图的分维数还具有方向性，航向和侧向上的结果也不相同，本节计算的是这两个方向上的均值。

3）主要成分分析

上述的特征量加上均值，所选的特征共有 9 个。然而在很多时候，特征多了反而不利于分类，为了减小特征的个数，应尽可能保持原有特征的信息量，可采用主成分分析，也称为 K-L 变换。它是统计特征基础上的多维正交线性变换，可以减小原有向量间的相关性，可能去掉那些带有较少信息的坐标轴，以达到

降低特征空间维数的目的。

设有向量集 $\boldsymbol{X} = \{X_i, i = 1,2,\cdots,N\} \in \boldsymbol{R}_n$，$E(X)$ 为 $\boldsymbol{X}$ 的数学期望，$\boldsymbol{U}$ 是 $\boldsymbol{X}$ 的协方差矩阵 $\boldsymbol{C}$ 的特征向量按其特征根由大到小的顺序排列而构成的变换矩阵，则称

$$Y_i = \boldsymbol{U}X_i \tag{11-30}$$

为主成分分析算法（朱述龙等，2000）其中，$\boldsymbol{Y} = \{Y_i, i = 1,2,\cdots,N\} \in \boldsymbol{R}_n$。对声图中提取的特征向量作主成分分析以后，保留多少个主分量比较适合？通常情况下，采用指标 V 进行衡量，

$$V = \sum_{i=1}^{d} \lambda_i / \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \tag{11-31}$$

其中，λ_i 是变换矩阵 $\boldsymbol{U}$ 由大到小的顺序排列的特征根。

2. BP 神经网络和遗传算法（GA）

1）BP 神经网络

BP 网络（back propagation）是误差反向传播网络的简称，是神经网络的重要模型之一，在监督分类问题上得到了广泛的应用。它的激活函数处处可微，理论上讲，具有一个隐含层的 BP 网络可以任意精度近似任意连续函数。在实际应用中，BP 算法采用梯度下降法调整连接权值，有可能陷入局部极小处，而得不到全局最小。为此，出现了很多改进的算法。下面采用遗传算法训练网络求得连接权和阈值。

在 BP 网络中，隐含层或者输出层的输出为：

$$\theta_{kj} = f_i \sum_{i=1} w_{ji} O_{ki} + \theta_j \tag{11-32}$$

式中，w_{ji} 为前一层第 i 个神经元输入到后一层第 j 个神经元的连接权；θ_j 为神经元 j 的阈值；f 为输出函数。则网络输出误差为：

$$E = O - T \tag{11-33}$$

其中，T 为期望输出；O 为实际输出，即 O_{kj} 的向量表示。

2）遗传算法（GA）原理

传统的 BP 算法学习效率低、速度慢、不容易收敛，对初始权值敏感，而且在学习过程中容易陷入局部最优解，故需改进训练算法。而 GA 作为一种全新的全局搜索方法受到了越来越多的应用。GA 是一种根据生物学中所谓自然选择和遗传机理的随机搜索优化算法，不依赖于传统的梯度信息，适合于处理传统方法难以解决的复杂和非线性问题。一般包括再生、交叉和变异等三个操作过程。具体应用时，需先将待求参数根据实际情况进行二进制编码和实数编码，然后根据比例再生编码串，接着根据交叉概率随机交叉再生串，最后根据很小的变

异概率变异再生串，反复这些操作，直到适应度函数(一般是优化目标函数) 达到最优。

对于 BP 网络，网络的最小总误差即优化目标函数为：

$$y = \min(\sum E) \tag{11-34}$$

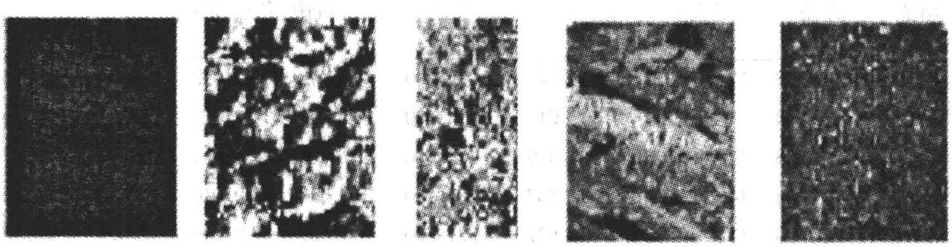
一般 γ 小于规定的误差 ε 即可。

3. 实例分析

数据取自 5 个不同的区域：黏土、鳗鲡草、沙砾、岩石、沙地，大小为 64 像素 ×64 像素，如图 11-28 所示，图像已经被预处理了。为了进行分类测试，将每幅声图分为 16 块，每子块大小为 16 像素 × 16 像素，取其中的 8 块进行网络的训练，余下的 8 块作为分类测试块。为了减小计算量，将图像的灰度级降为 16，越黑表示灰度越小。取均值(见表 11-2，每类取 8 个样本)、方差、逆差距、熵、反差、角二阶距、灰度相关等 6 个共生矩阵统计量以及 2 个表面分维数，共 9 个特征量。下面仅以岩石和沙地为例，每类取 8 个样本(见表 11-3、表 11-4)。

根据表 11-2，鳗鲡草、沙砾、岩石的灰度值曲线存在交叉；从表 11-3 、表 11-4 中可以看到，岩石和沙地的逆差距、熵、反差、角二阶距、灰度相关等特征曲线也存在交叉，因此，仅使用单一特征分类是不现实的。还可以看到，不同类别的分维数与类别的粗糙度相关，可以作为分类的特征之一。

本例中，特征矢量经过主成分分析后，维数是 4 (见表 11-5、表 11-6，指标 V 见表 11-7) 。需分成 5 类，则网络的输入层神经元的个数为 4，输出层神经元的个数为 5 ，采用一个隐含层。一般而言，隐含层神经元的个数越多，功能越大，但当个数增多时，训练时间也随之增大，而且还可能产生其他问题。经过训练对比，认为使用 6 个为宜。



(a) 黏土　(b) 鳗鲡草　(c) 沙砾　(d) 岩石　(e) 沙地

图 11-28　海底的侧扫声呐图像

表 11-2　各类别子图的灰度均值

黏土	鳗鲡草	沙砾	岩石	沙地
0.766	7.016	8.125	6.691	4.352
1.008	6.828	7.051	6.703	5.191
1.180	6.895	7.711	7.973	4.633
1.203	5.211	7.449	7.168	4.219
1.047	6.820	8.848	6.457	4.277
1.180	6.566	7.836	6.137	4.852
1.527	7.648	7.832	7.113	4.473
0.750	6.539	7.043	6.875	3.820

表 11-3　岩石的初始特征向量

均值	方差	逆差距	熵	反差	角二阶距	灰度相关	上表面分维数	下表面分维数
6.691	19 067.209	12 136.000	1 661.082	2 525.000	249.822	-0.018	2.450	2.586
6.703	12 145.740	11 729.000	1 403.509	2 313.000	251.284	-0.018	2.453	2.588
7.973	16 013.158	10 290.000	1 438.433	2 698.500	257.385	-0.017	2.460	2.580
7.168	18 548.986	10 577.000	1 641.242	2 846.000	243.577	-0.015	2.446	2.583
6.457	10 322.041	10 052.500	1 858.987	2 373.500	248.863	-0.013	2.460	2.591
6.137	13 218.670	10 892.500	1 978.262	1 858.000	254.201	-0.010	2.461	2.588
7.113	7 849.943	10 727.500	1 822.933	2 626.500	251.966	-0.014	2.459	2.584
6.875	11 657.322	12 056.000	1 778.439	2 108.500	232.442	-0.013	2.447	2.585

表 11-4　沙地的初始特征向量

均值	方差	逆差距	熵	反差	角二阶距	灰度相关	上表面分维数	下表面分维数
4.352	7 070.393	13 122.500	2 033.145	2 086.000	234.742	-0.010	2.436	2.503
5.191	8 114.334	13 201.500	1 843.012	2 632.500	235.493	-0.011	2.433	2.526
4.633	6 618.553	12 160.000	2 024.459	2 144.000	232.528	-0.011	2.439	2.517
4.219	7 060.182	14 292.500	2 054.507	2 587.000	248.558	-0.010	2.442	2.508
4.277	7 025.799	13 481.500	2 026.627	2 387.500	244.509	-0.010	2.438	2.527
4.852	6 543.494	12 089.000	1 973.446	2 292.000	239.345	-0.011	2.438	2.529
4.473	6 538.389	13 199.500	2 048.500	2 957.000	237.599	-0.010	2.441	2.510
3.820	7 205.357	14 969.500	2 161.566	2 617.500	244.747	-0.009	2.439	2.513

表 11-5　　主成分分析后岩石的特征向量

特征 1	特征 2	特征 3	特征 4
2 626.747	11 330.607	-19 535.812	-1 493.254 5
2 409.199	7 208.503	-15 173.855	-1 980.545 5
2 781.599	9 517.259	-16 470.617	-1 183.534 7
2 933.683	11 026.272	-18 167.268	-2 351.463 9
2 458.522	6 125.243	-12 980.070	-1 772.535
1 952.172	7 848.389	-15 265.431	-2 812.207
2 716.869	10 609.041	-17 867.622	-2 850.055
2 211.741	6 915.121	-15 126.719	-2 504.451

表 11-6　　主成分分析后沙地的特征向量

特征 1	特征 2	特征 3	特征 4
2 245.639	-63.771	-4 122.506	-14 439.617
2 781.092	-89.361	-3 400.414	-15 195.031
2 296.130	-61.210	-3 785.409	-13 439.693
2 751.779	-53.630	-4 930.193	-15 261.653
2 546.746	-59.649	-4 397.315	-14 660.115
2 439.718	-60.266	-3 783.710	-13 330.071
3 112.501	-50.472	-4 551.147	-14 117.355
2 792.368	-50.986	-5 301.677	-15 855.078

表 11-7　　指标 V

黏土	鳗鲡草	沙砾	岩石	沙地
99.9%	99.9%	99.9%	99.9%	99.9%

根据网络结构，遗传算法所要确定的参数个数为 $6 \times 4 + 6 + 5 \times 6 + 5 = 65$ 个。神经网络的权值和阈值的取值范围一般在(-1,1)之间，本文要求目标误差小于0.02，为保留权值和阈值三位小数，需取11位二进制编码来表示每个权值或阈值，将所有的编码串联起来，就是个体基因串，其长度为 $65 \times 11 = 715$。GA

算法的参数选择为:群体个数200,交叉概率0.6,变异概率0.01,再生概率根据适应度大小决定。经过逐代寻优,BP网络到327迭代收敛到期望目标(见图11-29),而采用传统的BP算法,迭代到误差为1.1左右就陷入了局部极小,网络无法收敛到设计误差,见图11-30。最后分类后的混淆矩阵(confusion matrix)见表11-8。

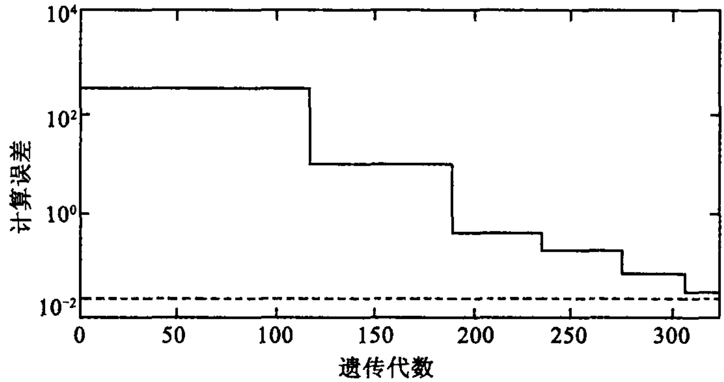


图11-29 GA迭代过程

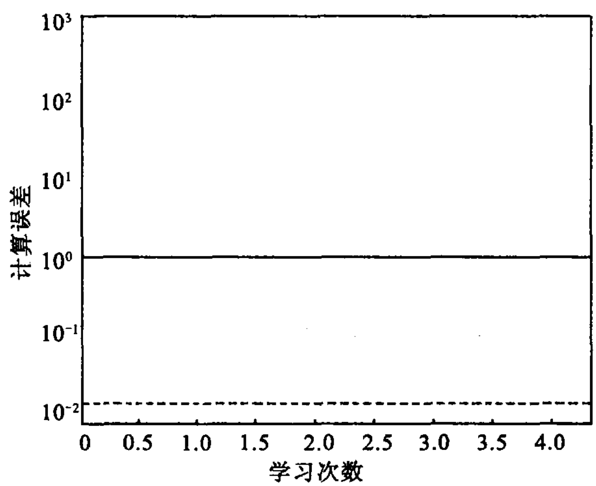


图11-30 传统的BP训练过程

表 11-8　　分类混淆矩阵

分类为	类别分类概率				
	黏土	鳗鲡草	沙砾	岩石	沙地
黏土	0.875	0	0	0	0.125
鳗鲡草	0	1	0	0	0
沙砾	0	0	1	0.125	0
岩石	0	0	0	0.875	0
沙地	0.125	0	0	0	0.875

从表 11-8 计算得最后的分类平均精度达到了 92.5%。

采用BP网络分类,可以不需预先知道类别的概率密度,在这种情况下,它优于传统的统计分类法。在很多情况下,声图的增益可能会改变底质的绝对反向散射强度值,这时,传统的直接依靠反向散射强度值的分类方法就不适用了,而且这种分类方法为得到反向散射强度值和入射角的函数关系,需多次以不同的角度扫射同一区域,增加了作业时间和成本。

根据实验结果,可得到如下的结论:

(1) 灰度值、共生矩阵统计量等特征量存在交叉,因此仅使用单一特征分类是不现实的;

(2) 不同类别的分维数反映了材质的粗糙度,可以作为分类的特征之一;

(3) 灰度纹理共生矩阵和分维数作为特征矢量取得了很好的分类结果,它们考虑了声图像素之间的空间依赖关系和地形的粗糙程度,只要区域的反向散射强度值的相对关系不变,就可以得到正确的分类结果;

(4) 使用 GA 算法训练网络,可以较好地解决传统的 BP 算法对初始权敏感和陷入局部极小的问题。

11.6.7　基于 SOFM 自组织神经网络的海底分类

聚类分析是数据挖掘研究的一个重要方法。所谓聚类,是一个将数据集划分为若干个子集的过程,每个子集称为一个类,使得同一个类内的数据对象具有较高的相似度,而不同类的数据对象之间的差异性尽可能大。自组织特征映射网络(self-organizing feature maps,SOFM)是一种神经网络聚类方法,它以无教师监督的方式进行网络训练,通过网络结构的自组织从大量输入数据中发现并抽取其内在的特征,在网络输出节点权向量空间上形成输入数据分布拓扑图,反映输入数据的某种分布规律,能自动对输入模式进行聚类。

1. SOFM 神经网络的结构

许多生物的大脑皮层中,神经元的输入信号一部分来自感觉组织或其他区

域的外部输入信号，另一部分来自同一区域的反馈信号。每一神经元接收到的输入信号的加权和起特征检测作用，而侧向反馈连接则视与神经元距离的不同而产生激励或抑制作用，侧向连接强度的分布像一个“墨西哥草帽”。

如图 11-31 所示，由 3 个区域组成：① 近距离的侧向激励区；② 稍远一些有一个抑制作用的环；③ 环外是一个弱的激励区。

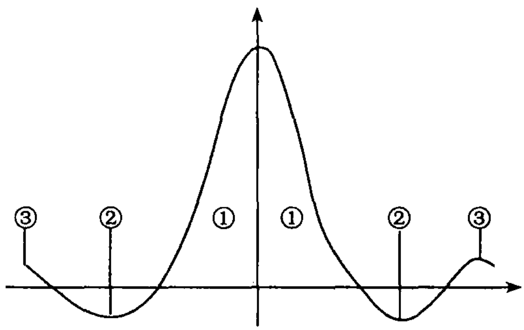


图 11-31　侧向连接强度

根据生物神经元的这种特性，芬兰学者 Kohonen 提出了一种人工自组织神经网络模型。人工二维自组织映射网络结构如图 11-32 和图 11-33 所示，它由输入层和输出层组成，输入层和输出层之间实现全连接。输入层是由 n 个神经元组成的一维序列。输出层也叫竞争层，它是二维平面阵列。其中，输入模式是 n 维的向量 $x_i=(x_{1i},x_{2i},\cdots,x_{ni})$，输入单元和输出单元之间的连接权值记为 $w_{ij}=(w_{1j},w_{2j},\cdots,w_{nj})^{\mathrm{T}}$，为第 j 个输出单元所对应的权向量。

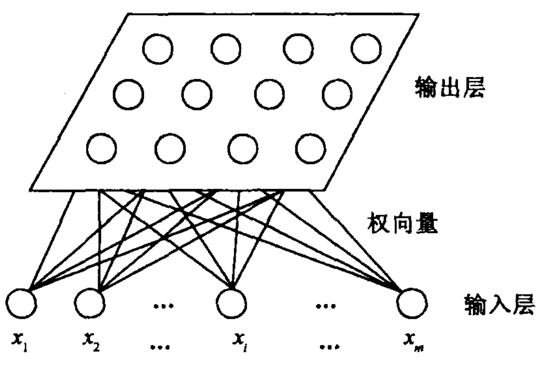


图 11-32　人工二维自组织映射网络模型

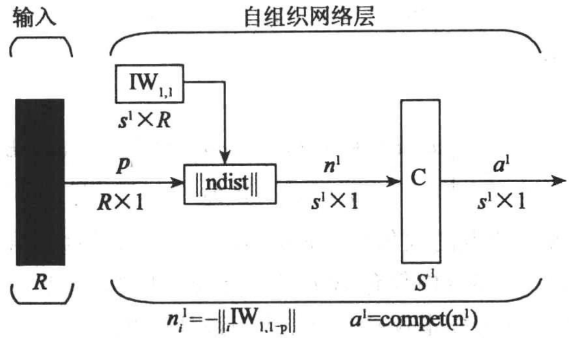


图 11-33　SOFM 神经网络的结构

2. SOFM 模型的学习过程

SOFM 网络用作自联想最近邻分类器，能将任意连续值模式 $x_k = (x_{1k}, x_{2k}, \cdots, x_{nk})$ $(k = 1,2,\cdots,m)$ 分成 p 个类别。网络用竞争学习规则离线学习，按离散时间方式运行。SOFM 网络通过寻求最优参考向量集合来对输入模式集合进行分类，每个参考向量为一输出单元对应的连接权向量。网络输入层的 m 个节点与输出层的 p 个节点之间的连接强度用矩阵 $\boldsymbol{W}$ 表示，即 $\boldsymbol{W} = (w_1, w_2, \cdots, w_p)$，其中 p 是类别数。SOFM 模型的学习过程由两部分组成，即最佳匹配单元的选择和网络中权系数的自组织过程。

1）最佳匹配单元的选择

设有输入向量 $X = (x_1, x_2, \cdots, x_m)^{\mathrm{T}}$，对于 SOFM 网络的输出神经元 j，其权向量为 $w_j = (w_{1j}, w_{2j}, \cdots, w_{nj})^{\mathrm{T}} (j = 1,2,\cdots,p)$。设输入向量 X 是按顺序一个一个地输入的，每输入一个向量 x_i 时，首先寻找其权向量 w_j 与 w_j 有最佳匹配的输出单元 i。当输入向量与权向量都做过归一化处理时，求得输入向量到各输出节点间的明考斯基距离，当距离值最小时，输出节点即为最佳匹配单元 i，也即获胜单元。

2）网络中权系数的自组织过程

为使输出节点二维阵列能够对特定的输入向量做出特别反应，使权值的设定在方向上尽可能地与训练输入样本保持一致，权系数矩阵需要自组织学习过程。首先要确定最佳匹配单元的邻域 $NE_i(t)$，它是一个随迭代的进行，其取值也是变化的。通常称 $NE_i(t)$ 为获胜单元的邻域函数。接着要确定在此邻域内的权值修改公式。对于输入向量 $X = (x_1, x_2, \cdots, x_m)^{\mathrm{T}}$，在获胜单元邻域内权值的修改式子为：

$$\frac{\mathrm{d}w_j}{\mathrm{d}t}=\begin{cases}\eta(x-w_j), & \text{是}\\ 0, & \text{否}\end{cases} \tag{11-35}$$

式中，η 为学习步长。

对于离散的情况：

$$w_j(t+1)=\begin{cases}w_j(t)+\eta(t)[x-w_j(t)], & j\in NE_i(t)\\ w_j(t), & \text{其他}\end{cases} \tag{11-36}$$

在修改了邻域内节点的权值后，还要逐渐减小 i 的邻域，再修改更小邻域内节点的权值。最后，i 的邻域内仅包含 i 节点自身，只对 i 节点的权值进行细微调整，直到权值与训练输入样本保持一致，达到最佳匹配。

在权系数的自组织过程中，获胜单元的邻域和学习步长的取值对学习效果的影响很大。随着应用的不同，邻域函数和学习步长有不同的表达形式，如邻域函数，一般可按下式进行：

$$NE_i(t+1)=\beta_0\left(\frac{\beta_f}{\beta_0}\right)^{\frac{1}{T}} \tag{11-37}$$

其中，$\beta_f\ll 1$；β_0 的取值视问题而定。

对于学习步长，可按照下式进行：

$$\eta(t+1)=\eta_0\left(\frac{\eta_f}{\eta_0}\right)^{\frac{t}{T}} \tag{11-38}$$

其中，$0<\eta_0<1$；T 是迭代次数，一般应比输出的总单元数高两个数量级或更多。

3）SOFM 模型学习算法

（1）给 m 个 n 维的输入模式赋初值，并做归一化处理；

（2）从输入模式数据中选出 p 个给 $W_{n\times p}$ 作为初值：

（3）在输入模式中选一个模式 x_r 作为输入；

（4）求最佳匹配单元 i：

$$i(x)=\arg\min_j\left[\sum_{k=1}^{n}\left(\left|x_{kr}-w_{kj}\right|\right)^q\right]^{\frac{1}{q}},\quad j=1,2,\cdots,p \tag{11-39}$$

（5）修正权系数值；

（6）确定邻域函数值 $NE_i(t)$，确定学习步长值 $NT(t)$；

（7）如 $j\in NE_i(t)$，修改权值：

$$w_j(t+1)=w_j(t)+\eta(t)[x-w_j(t)],\quad j\in NE_i(t) \tag{11-40}$$

（8）归一化处理权向量。

3. 基于 SOFM 的海底底质分类

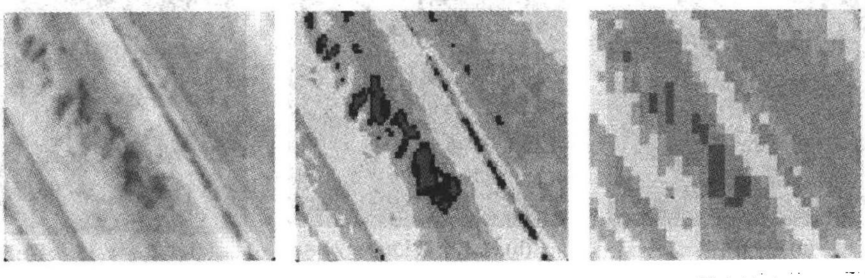
1）用于构造网络的样板尺寸

对原始的散射强度数据进行预处理，灰度图像进行平滑和均衡化后，便可以利用该图像进行海底底质分类。

为了训练出一个很好的 SOFM 神经网络用于底质分类，首先需要为网络的训练提供不同类型的样本。该样本可以直接来自于根据海底实际调查和多波束实测得到的影响建立关系数据库。

理论上，提供的样本应该反映所对应底质类型的所有属性，这就需要对样本的尺寸进行定义。样本尺寸过大，样本中包含的信息可能越多，但这些信息可能掺杂了其他底质类型的信息。较小的样本尺寸可以准确地反映单一的底质的属性信息，但同时也会增加训练次数和网络构造时间。因而，给定合适的样本尺寸，应该同时考虑原始图像中包含底质类型的复杂性和分类的精度要求。

图 11-34 是对一个 300 像素 × 240 像素的地貌灰度图实施底质分类的例子。在这些分类中，分别提供的样本尺寸为 3 像素 × 3 像素和 10 像素 × 10 像素，对应的分类结果见图 11-34(b) 和图 11-34(c)。对比这两个分类结果可以看出，采用小尺寸样本得到的分类结果明显好于大尺寸得到的结果。



(a) 原始图像　(b) 样本尺寸：3×3 样本个数:12, 类别:5　(c) 样本尺寸：10×10 样本个数:12, 类别:5

图中，同类型的分类结果用该类型对应的平均灰度标定在图像中

图 11-34　样本尺寸大小对分类结果的影响

现在，计算机的配置大大提高，因而在原始图形尺寸不是非常大的情况下，建议在构造网络时采用小尺寸样本。

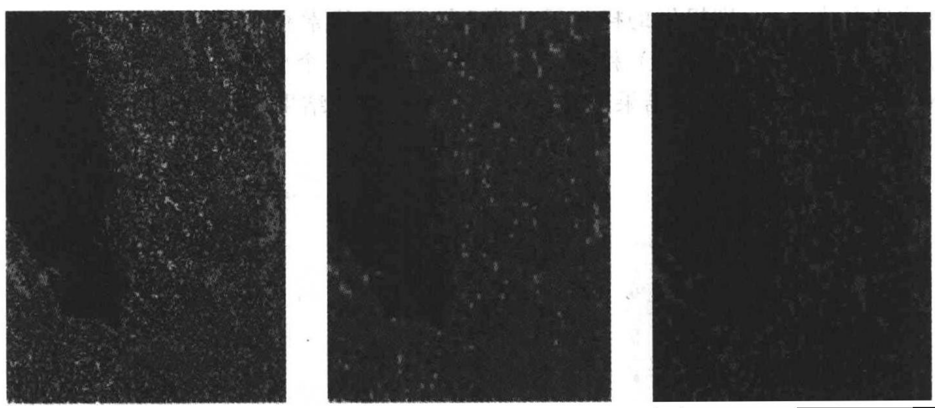
2）输出类型和对应输入样本的个数

在网络训练中，一般需要定义输出级，即原始图像包含的海底底质类型的个数。在已知类型的情况下，可以直接给出输出级，否则，可以考虑直接根据已有的资料和 IHO 规定的底质类型个数，给出输出类型。需要指出的是，当输出级给定得过大时，网络的结构将变得比较复杂，从而也大大提高了网络训练的次数和

时间。

为了正确构造网络，使网络能够全面地反映每一个输出类型，并能够正确地在原始图像中划分出该类型的区域，需要针对每一个输出类型给出多个样本，以用于网络训练。前面已提及，样本与对应的底质类型可以从事先建立的关系数据库中获取，但提取的样本个数需要在网络训练中给予考虑。

图 11-35 是对一个 150 像素 ×210 像素的图像（图 11-35(a)）进行分类的试验。在这个试验中，定义样本的尺寸大小为 3 像素 ×3 像素，输出类型的个数为 5 个，为每个输出类型分别赋予 4 个和 1 个样本，对应的分类结果见图 11-35(b) 和图 11-35(c)。比较这两个分类结果可以清楚地看出，图 11-35(b) 的分类结果相对图 11-35(c) 明显清晰，分类结果精度比较高。因而在实际分类中，建议用较多的样本个数综合反映某种底质类型，这对于提高分类精度是非常有益的。



(a) 原始图像　　(b) 样本个数:20, 类别:5　　(c) 样本个数:5, 类别:5

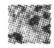
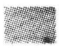
图中，同类型的分类结果用该类型对应的平均灰度标定在图像中

图 11-35　对应于某一类型的样本个数对分类的影响

3）基于 SOFM 网络的海底底质分类过程及精度分析

为了验证上述分类理论和实验性结论的正确性，下面对一个 1 020 像素 × 2 430 像素的海底地貌图像进行分类。为了实现这个分类，首先定义网络的基本参数。训练次数定义为 1 000 次，拓扑函数定义为格网型分布，距离函数定义为 Link 距离函数，排序阶段的学习率定义为 0.9，收敛阶段的学习率定义为 0.1。在训练网络时，为网络提供的样本尺寸为 3 像素 ×3 像素，输出类别定义为 5 个，为每个输出级赋予 5 个输入样本。这些类型和样本的统计属性见表 11-9。

表 11-9　**输出级与相应的输入样本的灰度**

底部类型	类别	灰度图像	灰度级	平均灰度级
岩石	1		31 ~ 49	39
沙砾	2		69 ~ 95	85
沙	3		103 ~ 160	136
泥沙	4		165 ~ 196	177
泥	5		207 ~ 212	210

网络训练完成后，利用训练好的网络对这些输入样本进行分类，分类的精度达到了 100%，这表明网络的内附合精度较高，网络训练比较成功。

为了利用上述训练好的网络进行分类，需要对原始的图像进行如下处理：

(1) 分割原始图像，每个分割块的大小同网络训练时的输入样本的尺寸；

(2) 对每个分割块进行编码，形成输入向量。

将这些输入向量输入到前面训练好的网络中进行分类，并用其对应类型的平均灰度替代原有的灰度值，形成新的图像（图 11-36(b)）。分类结果与已知的底质类型进行比较，统计结果表明，其分类的外附合精度达到了 93%，从而表明该方法的分类精度是比较高的。利用上述分类过程和思想，还可以计算不同类型的底质类型的面积。

根据原始图像的分辨率、每个分割块的尺寸以及该类型的分割块的个数，利用下式可以计算该类型在整个图像对应区域的面积 $S_{a\text{-type}}$。

$$S_{a-\text{type}} = \sum_{i=1}^{n} A_i = n \times L^2 \times P \qquad (11\text{-}41)$$

式中，n 为同类型分割块的个数；P 为原始图像中每个像素对应的实际面积；L 为分割块边长对应的像素个数；A 为单个分割块的面积。

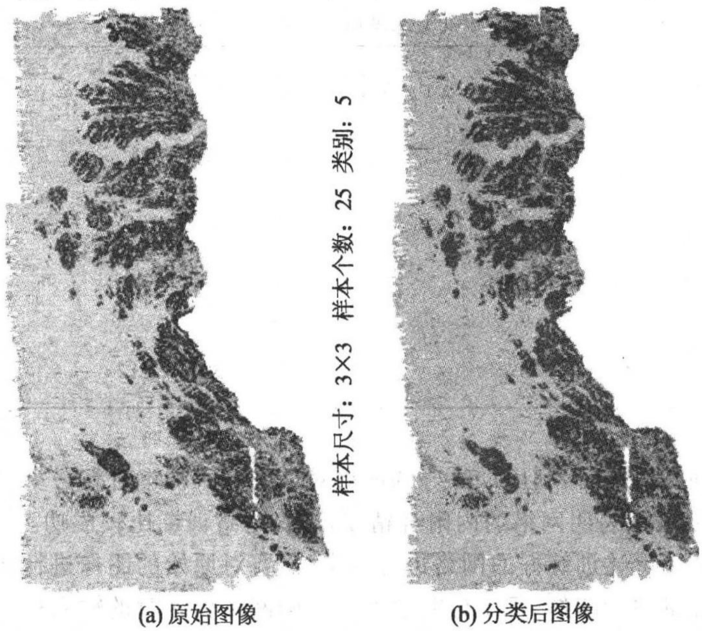
相应地，还可以计算出该类型在整个区域的比例 R：

$$R = \frac{S_{a\text{-type}}}{S_{\text{all}}} \qquad (11\text{-}42)$$

式中，S_{all} 为整个区域的面积。

综上所述，可以认为：

(1) 自组织神经网络 SOFM 是实现聚类的很好的工具，基于 SOFM 的底部



图中，同类型的分类结果用该类型对应的平均灰度标定在图像中

图 11-36　原始图像及分类图像

分类方法被证明是一种较好的方法，在实际中也是可行的。

（2）相对 BP 神经网络海底分类，这种方法稳定，每次训练得到的结果一致。同时，这种方法也可以在不知道底部类型的情况下单纯地对给定图像进行分类，再根据分类结果核实实际底质。

（3）网络的构造是实现精确分类的基础，因而在实际网络构造中，需要提供足够多的样本在网络训练中。同时，样本的代表性要强，样本尺寸需要适中。

11.7　本章小结

本章在论述多波束图像分辨率和总结适合声呐图像处理方法的基础上，给出了多波束图像在三个方面应用（即目标识别、动态目标跟踪和海底分类）的最新研究进展。比较系统地研究了目标识别的思想、理论和方法，最后应用于一个具体区域的海底地貌识别和“盛鲁”沉船的识别；针对运动目标或目标固定船体运动状态下的目标确定，给出了绝对误差法和相对误差法两种方法，实现了动态目标的确定。根据不同掠射角下的回波强度，建立了回波强度与掠射角、海底物

质的对应关系以及同频率下海底底质与掠射角的对应关系以及与设备、入射角无关的声强与底质类型的关系，基于这些关系，给出了传统的海底分类方法、基于回波强度与掠射角、海底物质对应关系的海底分类方法、基于纯量声强的海底分类方法、基于分形维海底分类方法、基于 BP 网络的海底分类方法和 SOFM 网络的海底分类方法。文中对这些现代分类方法的理论以及具体应用给予了全面的论述，并得出了相应的结论。

参考文献

[1] 阳凡林，刘经南，赵建虎，等. 基于遗传算法的 BP 网络实现海底底质分类[J]. 测绘科学，2006，31(2)：112-115.

[2] Shaw J, Courtney R C. Multibeam Bathymetry of Glaciated Terrain off Southwest Newfoundland[J]. Marine Geology, 1997, 143(1): 125-135.

[3] 肖温格 R A. 遥感中的图像处理和分类技术[M]. 北京：科学出版社，1991：40-60.

[4] 孙家广，杨长贵. 计算机图形学[M]. 北京：清华大学出版社，1995.

[5] 赵建虎. 海洋测量内外业一体化软件包的研制[D]. 武汉：武汉测绘科技大学，1998.

[6] 赵建虎. 多波束深度及图像数据处理方法研究[D]. 武汉：武汉大学，2002.

[7] 阳凡林. 多波束和侧扫声呐数据融合及其在海底地质分类中的应用[D]. 武汉：武汉大学，2003.

[8] 刘雁春. 海洋测深空间结构及其数据处理[D]. 武汉：武汉测绘科技大学，1998.

[9] 唐秋华，周兴华，刘忠臣. 多波束海底分类软件 Simrad Triton 的应用[J]. 海洋测绘，2002，22(2/4)：23-26.

[10] 陶春辉，金翔龙，许枫，等. 海底声学底质分类技术的研究现状与前景[J]. 东海海洋，2004，22(3)：28-33.

[11] 杨词银，许枫. 基于分形维的地质分类[J]. 海洋测绘，2004，24(6)：7-10.

[12] 齐娜，郭海涛，孙大军，等. 声呐图像中目标自动跟踪的实现[J]. 微型机与应用，2001(3)：48-49.

[13] 唐秋华，周兴华，刘宝华，等. 学习向量量化神经网络在多波束地质分类中的应用[J]. 武汉大学学报·信息科学版，2006，31(3)：44-47.

[14] 魏长寿，唐秋华，丁继胜，等. 最大似然分类法在多波束地质分类中的应用[J]. 海洋测绘，2005，25(4)：8-10.

[15] Tamsett D. Seabed Characterization and Classification from Power Spectura

of Side-scan Sonar Data[J]. Geophys, 1993, 15:43-64.

[16] Reed T B, Hussong D M. Digital Image Processing Techniques for Enhancement and Classification of SeaMARC II Sidescan Imagery[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94:7469-7490.

[17] Lingsch S, Robinson C. Acoustic Imagery Using a Multibeam Bathymetric System[J]. Marine Geodesy, 1992, 15:81-95.

第12章　多波束系统和侧扫声呐系统测量信息的融合

人类进入21世纪，数字技术突飞猛进，数字地球的研究已成为信息科学发展的重要方面。为了实现对海底世界全面、准确的认识，将清晰的图像信息和准确的数字信息引入海洋已成为必然。

同多波束系统一样，侧扫声呐系统也被广泛地应用于海洋勘测和调查中。两套系统的应用对实现海底地形地貌的认识、水下目标的布设和发现、海底地质结构的鉴别和分类、水文因素引起海流变化的研究，起着十分重要的作用。

多波束系统可获得测点的平面位置和深度（高精度的数字信息），同时也可获得海底的声呐图像信息，但由于分辨率的局限，成像质量相对较差，尤其在水深区，侧扫声呐以成像为主，可以通过深拖接近海底并获得高分辨率的海底图像，但图像中的目标概略位置和比高相对较差。由此可见，侧扫声呐与多波束的测量成果具有相得益彰的一面，若能将多波束的数字信息与侧扫声呐的图像信息融合，可对海底进行准确的定性、定量分析和全面解释。

12.1　多波束与侧扫声呐的比较

12.1.1　成像原理及分辨率的比较

多波束和侧扫声呐均为条带式扫海系统。波束打到凸起或凹陷地物的地方，因掠射角和距离变化的双重作用，回波较强，形成图像的暗区；反之，打不到的地方，回波较少，图像色泽较浅，形成图像的亮区。多ping测量形成条带，多条带镶嵌形成海底声呐图像。由此可见，两套系统图像的形成过程没有多大差异。

侧扫声呐与多波束的分辨率（距离分辨率、角度分辨率和波束脚印面积 A）的计算模型相同，但因设备参数和作业方式不同，二者的分辨率还存在着较大差异。

根据多波束分辨率的定义式，发射方向的波束宽度 ψ_T 受仪器结构的限制，

不可能任意减小；在 ψ_T 一定的情况下，仪器越接近目标，分辨率越高。在声速 C、测量距离 R 和入射角 θ 一定的情况下，分辨率主要取决于波束宽度 ψ_T 和脉冲宽度 τ。对于多波束，ψ_T 一般大于 1.5°，而侧扫声呐小于 1.2°；多波束的脉冲宽度 τ 一般比较大，对于浅水、中水和深水系统，以 EM3000 为例，τ 分别为 0.7ms、2ms 和 5ms；而侧扫声呐系统的频率 f 为 500kHz、100kHz 时，τ 分别为 0.05ms 和 0.4ms，比多波束小了 1 到 2 个数量级，因此，其分辨率远远高于多波束。

另外，侧扫声呐通常采用拖曳式作业，换能器距离海底或目标较近，因而大大地改善了其图像对海底反映的详细度。

12.1.2 图像比较

多波束和侧扫声呐分辨率上的差异在声呐图像中表现为如下几点：

（1）由于扫宽深度比的差异，对于较大的海底目标，侧扫声呐图像中的目标图像带有阴影，可用于判断目标相对海底的高度；多波束图像也产生阴影，但阴影非常短。

（2）侧扫声呐图像可分辨出小山的外廓、海床中的突出岩石；多波束图像不能很好地分辨出单个目标的外廓面，但能准确地反映出突出岩石的面积、位置和相对海床的高度。

（3）侧扫声呐可以识别出较小的目标，并通过目标投影长度计算其凸出高度；多波束不能识别出同周围海床没有明显深度变化的单个地物（目标可能被检测出来，但在交互式滤波中，这些数据有可能被滤掉），只能发现尺寸大于两倍波束间距的目标。

（4）在回波能力较强的浅水区测量时，侧扫声呐同多波束图像一样，均能较清晰地给出特征地物的边界，多波束还能精确地给定边界处的位置和深度信息。

（5）侧扫水下浅滩时，从多波束图像中可以非常容易地发现浅滩，但侧扫声呐图像只有当拖鱼通过浅滩上方，浅滩在图像中才能得到反映。

二者图像方面的异同再次验证了二者测量成果的互补性。为了获得目标的数字信息和图像信息，就需要对多波束与侧扫声呐测量成果进行综合处理，扬长避短，全面获取描述海底地形地貌的高精度信息。

12.2 侧扫声呐图像中目标位置的确定

侧扫声呐图像中目标位置的计算同多波束一样通过两步实现，即首先通过船位确定换能器的位置，再根据换能器的位置最终获得海底目标的地理位置。由于侧扫声呐作业方式上的特殊性，其图像中目标位置的计算比较复杂。

按照作业方式的不同，侧扫声呐可分为舷挂式和拖曳式（见图 12-1）。舷挂

式的波束脚印计算同多波束相似，但为了提高成像分辨率，减少船体噪声对测量的影响，多采用拖曳式。由于拖曳式作业中换能器被绳索拖拉在测量船后一定的位置和深度，船速、风、海流和声速梯度的不准确等均会给声呐图像中目标位置的计算带来影响。

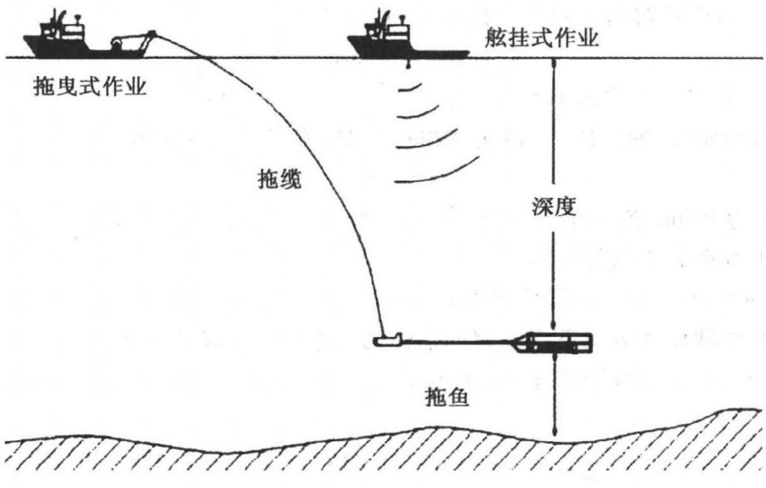


图 12-1　侧扫声呐系统的两种工作方式(舷挂式和拖曳式)

下面首先基于传统的侧扫声呐系统(见图 12-2)，给出目标相对换能器概略位置的计算模型。侧扫声呐图如图 12-3 所示。

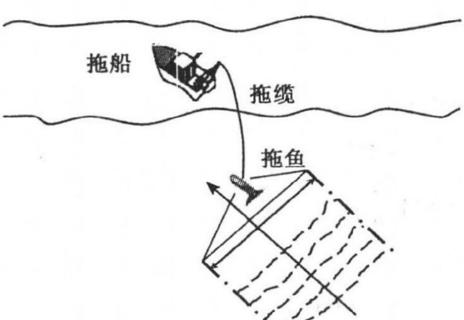


图 12-2　侧扫声呐系统的组成

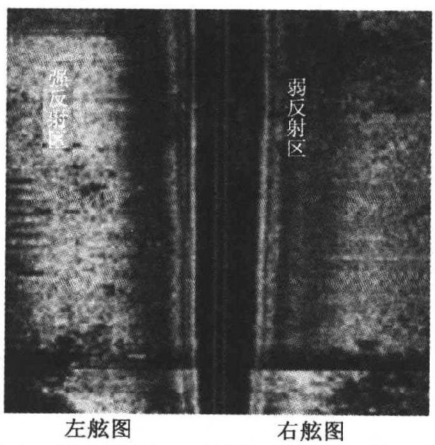


图 12-3　侧扫声呐图

1. 风和潮流的影响

海上作业难免会受外界环境的影响，其中风作用于海面，仅影响船的航向和姿态，对水下绳索和换能器不产生影响；潮流产生的是立体效应，对船、绳索和换能器均有影响。

设风、流作用下，实际航向 CS 和修正后航向 CMG 的夹角为 α_w（风压角或流压角 α_s），则相对航向方向产生的偏移量 dw 为：

$$\mathrm{d}w = a\cos\alpha_w \tag{12-1}$$

在船长 30m、a 约为 10m、α_w 为 5° 时，dw 约为 0.9m。

在流压角 α_s 的作用下，换能器相对 CMG 方向的偏移量 ds 为：

$$\mathrm{d}s = l\cos\alpha_s \tag{12-2}$$

若 l 为 100m、流压角 α_s 在 5° ~ 15° 变化时，ds 约有 9 ~ 25m 的变化。显然，潮流的影响远大于风的影响。

2. 理想状态下换能器位置的计算

根据两种作业方式下换能器与船体的关系（如图 12-4 所示），设船体方位为 A，位置为 (x_0, y_0)，对于舷挂式，换能器的位置 (x, y) 为：

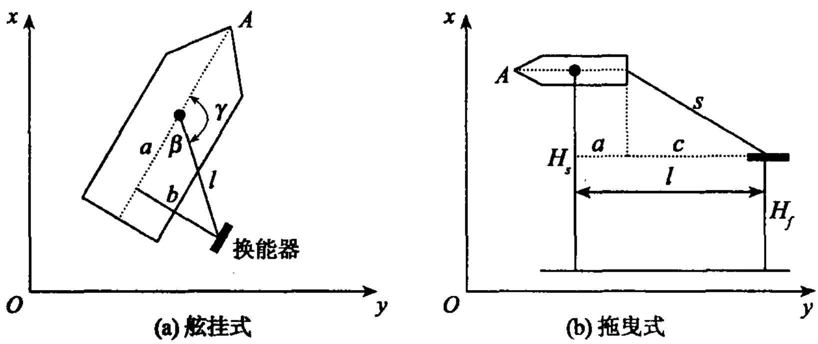


图 12-4 换能器与测量船的关系

$$\begin{aligned} x &= x_0 + l\cos(A + \gamma) \\ y &= y_0 + l\sin(A + \gamma) \end{aligned} \tag{12-3}$$

式中，$l = \sqrt{a^2 + b^2}$，$\gamma = 180 - \beta$，$\beta = \arctan\left(\dfrac{b}{a}\right)$。

对于拖曳式，换能器的位置 (x, y) 为：

$$x = x_0 + l\cos A,\ y = y_0 + l\sin A \tag{12-4}$$

式中，$l = a + c$，$c = \sqrt{s^2 - (H_s - H_f)^2}$。

3. 目标高度和位置的确定

根据图12-5，目标阴影长度为R_{ot}，波束到达目标的斜距为R_{fo}，目标到换能器中心垂线的水平距离为S，采用一级近似，则目标的高度H_o和位置(x_{op}, y_{op})为：

$$H_o = \frac{R_{ot}}{R_{fo}} H_f \tag{12-5}$$

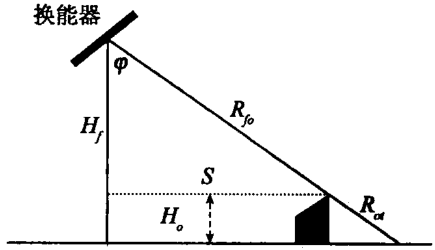


图 12-5　换能器与目标的关系

$$\begin{aligned} x_{op} &= x - S\sin A \\ y_{op} &= y + S\cos A \end{aligned} \tag{12-6}$$

$$S = \sqrt{R_{fo}^2 - (H_f - H_o)^2}$$

根据图像中目标的大小$d_{图}$，结合图示比例Scale，实际目标的尺寸$d_{实际}$为：

$$d_{实际} = d_{图} \times \text{Scale} \tag{12-7}$$

若目标中线与记录中线的夹角为k，实际航向为A(或修正航向A')，目标的方位A_o为：

舷挂式：

$$A_o = A' + k \tag{12-8}$$

拖曳式：

$$A_o = A + k \tag{12-9}$$

4. 目标位置的确定精度

影响目标位置计算精度的因素很多，除风、潮流外，声速误差、船位误差、拖曳绳索的弹性误差和图纸读取误差等对目标位置的确定均有一定的影响，这些影响一般很难测定，且对目标位置的影响较大。下面根据经验，概略地给出目标位置计算的精度。

船体的定位精度σ_p为±3～5m；取风、潮流对换能器位置的最大影响量σ_{fp}为±1.4m；船速、风、潮流等因素的影响σ_{af}为±10m；声速误差、量程和拖鱼高度的影响σ_{Rfo}约为±1.5m；图纸判读引起的误差σ_{Rot}为±1.5m；海底坡度的影响

σ_s 为 ±1m,则总影响为:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_p^2 + \sigma_{fp}^2 + \sigma_{af}^2 + \sigma_{Rfo}^2 + \sigma_{Rot}^2 + \sigma_s^2} = 11.52(\mathrm{m}) \qquad (12\text{-}10)$$

取其2倍中误差,即侧扫声呐的点位计算误差为 ±23m。

综上分析可以看出,所有影响项中,船速、风、潮流等因素的影响较大,对位置精度的提高起着决定性作用。就作业方式而言,舷挂式确定海底目标位置的精度较拖曳式要高得多,但波束信号会受船体噪声等因素的影响。

上述分析仅是在拖绳长度为100m情况下得出的点位计算精度,若采用深拖系统,拖缆长度达到10km左右,受各种因素的影响,目标位置的确定误差约为1km(T. P. Le Bas,1995)。

对于现代侧扫声呐系统,换能器一般均配备了超短基线系统和姿态传感器。超短基线系统可以为换能器进行精确定位,并利用测量船在地理坐标系下的坐标反算得到换能器的绝对位置,从而大大改善了传统侧扫声呐换能器位置的确定精度。姿态传感器可以很好地监测侧扫声呐换能器在水体中的姿态变化,并用于波束的归位计算,实现对水下目标的准确定位。

12.3 侧扫声呐图像预处理

侧扫声呐图像预处理包括几何畸变矫正、图像对比度增强和噪声消除等过程。

图像处理技术在前面已经讨论,本节主要介绍侧扫声呐图像几何畸变和辐射畸变的矫正问题。根据腾惠忠等人(2000)的观点,侧扫声呐图像质量的好坏取决于测量中参数设置的合理性(如工作频率、船速、量程、增益、拖鱼的高度等),辅之以良好的设备状态和海洋环境。由于成像方法、复杂多变的海洋环境和系统参数设置等因素的影响,侧扫声呐测量时,常会造成辐射畸变和几何畸变,严重影响了图像质量,因此,必须对其进行矫正。

1. 船速矫正

理想状态下,船速恒定,声呐信号均匀扫海,仪器匀速记录来自海底的回波,但受海洋环境的作用,船速时快时慢,造成侧扫条带的宽窄不均匀,图像中表现为“风琴效应”。矫正可根据实际航速对图像进行适当的拉伸或压缩处理。

2. 分辨率和纵横比调整

分辨率除受水平和距离分辨率的影响外,还受船速、脉冲发射频率和每个脉冲回波采样点的个数等因素的影响。船速和脉冲发射频率决定了纵向采样密度,虽然不会影响理论分辨率,但却造成了海底地貌图像的压缩和拉伸。由于两个方向上分辨率的差异较大,生成的图像所代表的海底区域纵、横比也必然较大,为此,必须对图像的纵横比进行调整。

3. 声速改正

根据侧扫声呐的成像原理，目标图像的位置取决于斜距。换能器到海底的距离愈近，斜距和水平距离的差值愈小，所得图像能够比较真实地反映目标的尺寸。受换能器高度的影响，侧扫得到的目标图像在纵向和横向或多或少地存在着变形。当换能器的高度不变时，对于同一个目标，最先到达的波束所得图像比较晚到达的波束所得图像的变形要小。通常采用的变形改正方法是在假设海床平坦的前提下，根据目标的投影长度反算目标的高度和水平尺寸，利用三角法进行改正。该方法仅是一种近似处理，适合于波束开角较小、海底比较平坦和精度要求不高的情况。精密计算需采用声线改正获得波束到达目标的实际距离。

4. 换能器姿态改正

换能器的上下沉浮会使斜距改正复杂化，横摇和纵摇会使波束的指向性产生偏差，偏航对于侧扫成像的影响最大，会引起图像的重叠或遗漏。

换能器姿态主要受控于船速、航向和海洋环境，一般情况下，姿态的最大变化可能发生在船体航向发生改变时。不同于船姿，换能器姿态无法监控，只能通过船体的合理操作和对图像的内插处理来减少姿态的影响。

5. 灰度均衡

斜距变化会引起图像畸变，同时也会产生声能衰减，尽管侧扫声呐采用了时间增益补偿 TVG，但由于对衰减产生的机理不完全了解，因而在图像中仍出现了黑白不均匀的情况，严重时，图像无法判读。

衰减引起的图像畸变表现为列向间灰度分布不均匀，根据这一特点，对局域图像进行改正时，先对某一列的图像灰度同整个图像的灰度进行比较和分析，获得它们之间的统计分析量，再对每个图像进行改正。每列图像灰度同整个图像灰度的关系系数 k_j 为：

$$k_j = \left(\frac{1}{N}\sum_{j}^{N} f(i,j)\right) \Big/ \left(\frac{1}{SN}\sum_{i=1}^{S}\sum_{j=1}^{N} f(i,j)\right) \tag{12-11}$$

式中，i 为行标，设整个图像中有 S 行；j 为列标，每列有 N 个像素，第 i 行 j 列的像素灰度为 $f(i,j)$，则改正后的灰度值 $G(i,j)$ 为：

$$G(i,j) = k_j f(i,j) \tag{12-12}$$

12.4　侧扫声呐图像的应用

12.4.1　目标探测

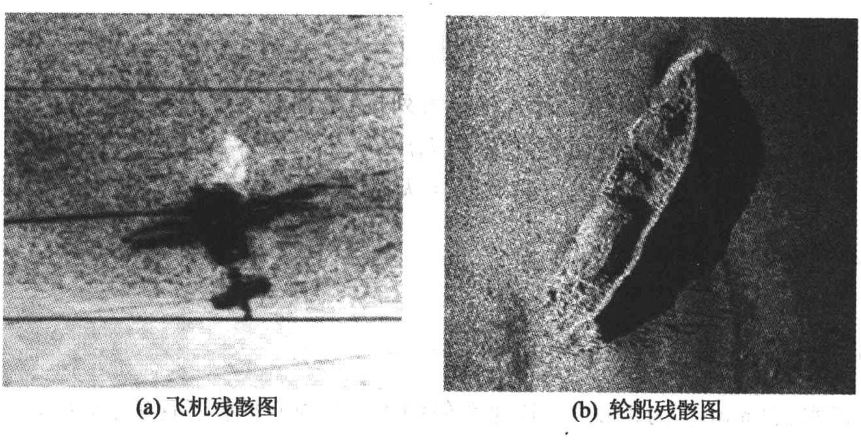
以水雷（mine）为例说明，其他类似的人工目标（如水下管道、油井等）的探测方法也大致相同。

通过声呐图像探测水雷(MCM)是侧扫声呐在军事上的重要应用之一。完整的MCM系统一般由探测和分类过程组成,不少学者对此进行了深入的研究。Dobeck使用匹配滤波器来探测类似水雷目标(MLO),然后采用*K*近邻法分类器,使用45个特征来确定MLO是属于水雷还是非水雷。Blonde使用两个统计量熵和各向同性率来辨识水雷(Blondel,2000)。分形技术(fractal-based analysis)、空间点过程(spatial point processes)和双假设理论(dual hypothesis theory)也用来探测水雷,当局部纹理出现突变时,认为是人工目标引起的(Linnett, et al, 1993)。阈值和聚类理论被用来分割声图成目标区、阴影区和背景区,目标区、阴影区被标记为MLO。在探测出MLO后,需要通过分类决策决定该目标是真正的水雷还是虚假物。水雷通常外观是圆柱体、球体或者截去顶部的圆锥体,如果MLO被分类为这些物体之一,那它为水雷的可信度就很高(Scott Reed, et al, 2003)。Carmichael使用贝叶斯理论来对检测出的可能目标物进行假设检验,剔除虚假物(Carmichael,1998)。

声呐不仅可用于探测人工目标,还可用来探测海底自然凸出物。在1997 ~ 2000年,Martin Hovland等多次使用侧扫声呐和多波束声呐探测海底珊瑚礁的位置和分布(Martin Hovland, et al,2002)。

12.4.2 搜索失事飞机、轮船等海底残骸

图12-6(a)是Klein System 530型侧扫声呐图像,声呐频率为100kHz,成像地区为美国Maine州的一个湖底,从图上可以清晰地看到飞机的大致轮廓。有时还可发现飞机触底后运行的轨迹。图12-6(b)是由美国NOAA的Whiting号测量船使用Klein型侧扫声呐成像的轮船残骸图,可发现轮船尾部已经破损。



(a) 飞机残骸图　　(b) 轮船残骸图

图12-6

12.4.3　海底沉积物属性的确定

由于海床与悬浮物之间具有相互影响的关系，为了确定悬浮物的属性，首先必须了解海床底质属性，如海床坡度、沙波纹的幅度和波长等。获取这些信息的主要方法有：早期主要利用潜水员或者水下机器人拍摄的照片；后来又采用窄波束的回声测深仪；现代主要采用侧扫声呐系统产生海底图像，显示沙波的位置。值得注意的是，为了获得沙波的高度信息，侧扫声呐须具有测深的功能（Bell, et al, 1997）

12.4.4　海底地震、火山、地层的监测

通过多波束和侧扫声呐的高精度的水深和地貌信息，可以监测海底地层的变动，从而可以为地震、火山的预测提供基础资料。在东太平洋 8°30′N ~ 10°00′N 处，Sea Beam 多波束测深数据和 SeaMARC 侧扫声呐地貌数据被用来监视活动带的宽度和高度的变化（Lisa K. Crowder, et al, 2000）。

12.5　侧扫声呐图像与多波束图像的匹配

为了在测区内获得反映海底地形和地貌的高精度数字信息和图像信息，多波束测量成果中的数字信息与侧扫声呐测量成果中的图像信息实现融合已成为必然。由于各方面的原因，二者的数据融合问题一直未能得到很好的解决，其中主要原因有三个：

（1）侧扫声呐图像的量化问题；

（2）侧扫声呐换能器的精确导航问题；

（3）多波束和侧扫声呐在航数据的有效性问题。

T. P. Le. Bas 在 1995 年采用模拟技术利用多波束测深数据获得了模拟侧扫声呐图像；Sylvie Daniel 等人于 1998 年实现了侧扫声呐图像间的匹配。从真正意义上讲，这些研究工作未严格实现二者数据的融合，但为数据融合提供了一定的理论支持。近几年来，随着相关技术的发展，侧扫声呐已实现了图像的数字记录、换能器的超短基线定位，这些保证了输出图像的数字化和换能器的米级定位精度，为真正意义上的数字和图像信息融合提供了可能。

为此，根据图像匹配技术，下面提出了一种基于侧扫声呐图像与多波束图像匹配实现二者数据融合的方法，其核心是图像匹配。侧扫声呐图像经预处理后，便可进行特征分析和提取，图像特征是图像匹配的基础。下面讨论声呐图像的主要匹配方法。

12.5.1 基于目标边界线的图像匹配方法

目标边界线的确定对于图像匹配十分重要，只有确定了图像中目标的边界线或轮廓线，才能确定目标的尺寸和该目标与其他目标的相互关系，同时也能将两套图像中的目标对应起来，并根据这种对应关系，实现两套图像的匹配。图像中，目标边界采用微分法确定。

12.5.2 Chamfer 图像匹配法

Chamfer 图像匹配法是一种边缘配准算法，它通过最小距离测度来配准边缘(Gunilla Borgefors,1988)。在配准时，一幅边缘图像作为参考图像，另一幅作为目标图像。目标图像与参考图像相比，在 x、y 方向存在平移、旋转和比例缩放等变形。图 12-7 是参考图像，根据它构造出一幅距离变换图像，该图像的每个像素值都是参考图像中像素到最近的边缘像素的距离，每个方格距离用 Euclidean 距离表示，边长是3像素，对角线是4像素，这就称为 Chamfer 距离，因此，该配准方法就称为 Chamfer 配准法，如图 12-8 所示。将目标图像叠合到距离图像上，然后记录下目标图像中的边缘在距离图像上的距离，这些距离和的均方根就称为距离变换误差(distance transformation error, DTE)。配准过程就是以最小 DTE 为测度的(T. P. Le Bas, et al,1995,1997)。

具体的配准过程可分为两个阶段，即首先是粗匹配，然后是精匹配。这种分级方法可以加快配准速度。

首先，配准在粗格网上进行，在参考图像上以120m(像素分辨率为6m)的步长移动目标图像，搜索最小的DTE位置，搜索区间限定在 ±840m 的空间内，接着以 0.5° 的增量旋转目标图像，搜索最小的DTE位置，搜索区间限定在 ±15° 的范围内，比例因子固定为一常量。

在找到最小的 DTE 位置后，继续以精细格网进行配准。以 0.5° 的增量旋转目标图像，搜索最小的 DTE 位置，搜索区间限定在 ±3.5° 的范围内；以单位像素步长平移目标图像，搜索最小的 DTE 位置，由此得到了旋转参数和平移参数。

图 12-7 和图 12-9 在配准中，初始配准误差为 2.4，最后的精配准误差为 0.6(即平移参数为(1,0)，旋转参数为 0)。Chamfer 配准方法对参考图像中的噪声边缘不敏感，但要求在目标图像中有少量的无噪声污染的边缘。它不能处理非线性的畸变现象，否则，必须将大的图像分割成多幅小的子图像，每幅子图像有 50% 的重叠率。

1				1					
	1	1	1	1					
					1				
					1				
						1			
						1			
						1			
					1				
					1				
					1				

图 12-7　参考图像

0	3	3	3	0	3	6	8	11	14
3	0	0	0	0	3	4	7	10	12
4	3	3	3	3	0	3	6	8	11
7	6	6	6	3	0	3	4	7	10
10	9	9	7	4	3	0	3	6	9
13	12	11	8	6	3	0	3	6	9
16	13	10	7	4	3	0	3	6	9
15	12	9	6	3	0	3	4	7	10
15	12	9	6	3	0	3	6	8	11
15	12	9	6	3	0	3	6	9	12

图 12-8　根据参考图像计算的 Chamfer 距离

			1						
				1					
				1					
				1					
					1				
					1				
					1				
					1				
				1					
				1					

图 12-9　目标图像

12.5.3　图像间的自动配准

图像配准的实质就是图像中的几何纠正，根据图像的几何畸变特点，采用一种几何变换将图像归化到统一的坐标系中。确保图像之间的配准一般有两种方式：

(1) 相对配准。图像间的匹配是以两套图像中的一幅图像为参考图像，其他图像与之配准。其坐标系是任意的；

(2) 绝对配准。绝对配准即选择某个地图坐标系，将多源图像变换到这个地图坐标系以后来实现坐标系的统一。

图像配准通常采用多项式纠正法，直接用一个适当的多项式来模拟两幅图像间的相互变形。配准过程分两步：

（1）在两套图像上确定分布均匀、足够数量的图像同名点；

（2）通过所选择的图像同名点解算几何变换的多项式系数，通过纠正变换完成一幅图像对另一幅图像的几何纠正。

图像间同名点的确定是图像配准的关键。图像同名点的获取可以通过目视判读方式和图像自动配准方式。下面介绍自动获取图像同名点的方法，即通过图像相关理论和方法，自动获取同名点。

两图像之间存在变形，就局部区域而言，同一海底目标在每幅图像上都具有相应的图像结构，并且它们之间是十分相似的，这就可以用数字图像相关的方法确定图像的同名点。图像相关是利用两个信号的相关函数评价它们的相似性，以确定同名点。首先取出以特定点为中心的小区域中的图像信号，然后取出其在另一图像中相应区域的图像信号，计算两者的相关函数，以相关函数最大值对应的相应区域中心点为同名点，即以图像信号分布最相似的区域为同名区域，其中心点为同名点。

1. 图像匹配相关过程

（1）先在参考图像中选取以目标点为中心、大小为mn的区域作为目标区域T_1（见图12-10），并确保目标点最好是明显地物点在区域的中间；然后确定图像的搜索区S_1，其大小为JK，显然，$J > m$，$K > n$（见图12-11），S_1的大小选择必须合适，使得S_1中能完整地包容一个模板T_1，其位置的确定可以是大致估计或者根据粗加工处理以后坐标的相对误差来确定。

（2）将模板T_1放入搜索区S_1内搜索同名点。从左至右、从上到下，通过在搜索区内移动模板来计算目标区和搜索区之间的相关系数，取最大者为同名区域，其中心点为同名点；

（3）选取下一个目标区，重复步骤（1）、（2），以得到其在搜索区的同名点。

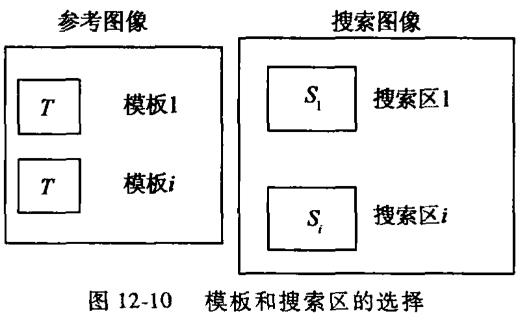


图12-10　模板和搜索区的选择

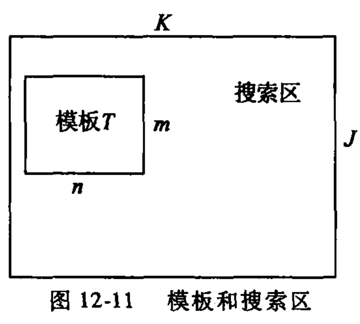


图12-11　模板和搜索区

2. 图像匹配的算法

1）相关系数测度

相关系数是标准化的协方差函数，协方差函数除以两信号的方差即得相关系数。对信号 f、g，其相关系数为：

$$\rho(f,g) = \frac{C_{fg}}{(C_{fg}C_{gg})^{1/2}} \tag{12-13}$$

式中，C_{fg} 是两信号的协方差；C_{ff} 是信号 f 的方差；C_{gg} 是信号 g 的协方差。

对于两个离散的数字图像，其灰度数据 f、g 的相关系数可表达为：

$$\rho(c,r) = \frac{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}(f_{i,j}-\bar{f}_{i,j})(g_{i,j}-\bar{g}_{i,j})}{\left(\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}(f_{i,j}-\bar{f}_{i,j})^2\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}(g_{i,j}-\bar{g}_{i,j})^2\right)^{1/2}} \tag{12-14}$$

$$\begin{aligned}\bar{f}_{i,j} &= \frac{1}{mn}\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}f_{i,j}\\ \bar{g}_{i,j} &= \frac{1}{mn}\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}g_{i,j}\end{aligned} \tag{12-15}$$

式中，f 为目标区 T 的灰度窗口；g 为搜索区 S 内大小为 $m \times n$ 的灰度窗口；(i,j) 为目标区中的像元行列号；(c,r) 为搜索区中心的坐标，搜索区移动后，(c,r) 随之变化；$m \times n$ 为目标区和搜索区的列数和行数；$\rho(c,r)$ 为目标区 f 和搜索区 g 在 (c,r) 处的相关系数。当 T 在 S 中搜索完后，ρ 最大者对应的 (c,r) 即为 T 中心点的同名点。

2）差分测度

对离散的数字图像 T 和 S，差分测度采用如下公式计算：

$$S(c,r) = \frac{1}{mn}\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}\left|T_{i,j} - S_{i+r,j+c}\right| \tag{12-16}$$

此时，当 S 最小时，其对应的图像点为同名点。

3）相关函数测度

对离散数字图像 T 和 S，相关函数测度采用如下公式计算：

$$R(c,r) = \frac{\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}(T_{i,j}\cdot S_{i,j})}{\left(\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}T_{i,j}{}^2\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{m}S_{i+r,j+c}^2\right)^{1/2}} \tag{12-17}$$

当 R 最大时，其对应的图像点为同名点。

当找到足够数量的同名点后，就可以用多项式拟合法将一个图像与另一个图像配准。

12.5.4 基于小面元微分纠正的图像间自动配准

遥感图像配准融合系统软件 CyberLand 采用的图像配准方法是采用图像间相互配准的小面元微分纠正算法。该算法利用了摄影测量中图像匹配的研究成果，即图像特征提取与基于松弛法的整体图像匹配，全自动地获取密集同名点对作为控制点，由密集同名点对构成密集三角网（小面元），利用小三角形面元进行微分纠正，实现图像精确配准。其特点是可在两个任意图像上快速匹配出密集、均匀分布的数万个乃至数十万个同名点。通过小面元微分纠正，实现不同图像间的精确相对纠正，检测中误差完全能够满足精度要求。

小面元微分纠正的算法如下：

1. 图像的特征点提取

将目标图像中的明显点提取出来作为配准的控制点。这些点特征的提取是利用兴趣算子提取的。

2. 预处理

不同的图像间存在着平面位置、方位与比例的差异，因而需要对其进行平移、旋转与缩放等预处理，以便于图像匹配。当图像的差异较大时，需要人工选取一到二对同名点的概略位置，根据这些同名点解算图像间概略的平移、旋转与缩放等预处理参数。

通过预处理可以使低分辨率图像的比例尺和方位与目标图像基本接近，使图像匹配容易进行。

3. 粗匹配

以特征点为中心，取一矩形窗口作为目标窗口。根据先验知识的预测，再从图像中取一较大的矩形窗口作为搜索窗口。将目标窗口的灰度矩阵和搜索窗口中等大小的子窗口灰度矩阵进行比较。其中最相似的子窗口的中心为该特征点的同名点。

粗匹配的结果将被作为控制，用于后续的精匹配，因此具有较高的可靠性，其分布应尽量均匀。为了检测其粗差，可对同名点的位置之差进行多项式拟合，将拟合残差大的点剔除。为了提高可靠性，可以用由粗到细的匹配策略特征取与粗匹配按分层多级图像金字塔结构进行。

4. 几何条件约束的整体松弛匹配

1）改正海底坡度产生的畸变

海底坡度产生不同的畸变是图像间最重要的差别。上述粗匹配的方法是以特征点为窗口的中心。这种中心窗口模式不考虑上述差别，因而不能解决坡度产生的不同畸变问题。改变这个中心模式窗口为边缘模式的窗口，即以两相邻的特

征作为左右两边构成窗口。在评价相似性之前，先将搜索子窗口重采样，使其与目标窗口等大，然后再评价其相似性，这样可以克服坡度引起的畸变差对匹配的不利影响。

2）几何约束条件

大部分的海底是连续光滑的，因此在匹配的过程中，应考虑连续光滑的几何约束条件。这些约束条件包括：① 目标点的顺序与其同名点的顺序应相当，不应当有逆序；② 同名点的左、右横坐标差不应有突变，有突变者，一般是粗差，应剔除；③ 同名点的左、右横坐标应当相差不大，它们离拟合曲面的距离都不大。

3）整体松弛匹配

传统的图像匹配是孤立的单点匹配，它以相似性测度最大或最小为评价标准，取该测度为其惟一的结果，它不考虑周围点的匹配结果的一致性。由于图像变形的复杂性，相似性测度最大者有时不是对应的同名点。根据相关分析，互相关系是一多峰值函数，其最大值不一定对应着同名点，而非峰值则有可能是同名点，因此，同名点的判定必须借助其邻近的点，且它们的影响是相互的。利用整体松弛匹配法能较好地解决这个问题。

根据模式识别理论，设有目标集合 $O=\{O_1,O_2,\cdots,O_n\}$ 与类别集合 $C=\{C_1,C_2,\cdots,C_n\}$，其中，主图像上的像素 i 为目标 O_i，从图像上对应的像素 j 为类别 C_j，而图像匹配就是要解决 $O_i\in C_j$ 是否成立的问题。

为提高其可靠性，必须考虑结果的全局一致性，即分类结果是否互相协调、一致。设 O_i 与 O_j 的相关系数为 $\rho(i,j)$，并将其换算为 $O_i\in C_j$ 的概率 P_{ij}，O_h 为与 O_i 相邻的像素，C_k 为与 C_j 相邻的像素。利用概率松弛法，必须引入 $O_i\in C_j$ 与 $O_h\in C_k$ 的相容系数 $C(i,j;,h,k)$，可将其定义为主图像中的区间 $[i,h]$ 和从图像中的区间 $[i,j]$ 的相关系数 $P(ih,jk)$，即

$$C(i,j;h,k)\propto\rho(ih,jk) \tag{12-18}$$

一旦确定了 P_{ij} 和 $C(i,j;,h,k)$，就可根据下列公式进行松弛迭代运算：

$$\begin{aligned}
Q(i,j) &= \sum_{h=1}^{n(H)}\left(\sum_{k=1}^{m(k)}C(i,j;h,k)\cdot P(i,j)\right)\\
P^{(r)}(i,j) &= P^{(r-1)}(i,j)\cdot(1+B\cdot Q(i,j))\\
P^{(r)}(i,j) &= \frac{P^{(r)}(i,j)}{\sum_{j=1}^{m(J)}P^{(r)}(i,j)}
\end{aligned} \tag{12-19}$$

其中，$n(H)$ 为相邻目标点的个数；$m(K)$ 和 $m(J)$ 为从图像匹配候选点的个数；r 为迭代次数。如果 $P^{(r)}>T$（T 为事先给定的阈值），则停止迭代，并确定可靠的对应点。此外，图像的金字塔数据结构应用于整个匹配过程，以进一步提高数据处

理的速度相配准的可靠性。

4）小面元微分纠正

由以上方法，在一幅图像中，通常可以提取数万至数十万对同名点，这些点分布在海底特征地物上，或者它们本身就是明显的特征点。将其构成相互对应的三角网，因为点数多，所以三角网的三角形面积都较小。对三角网中的每一对三角形，设为 $\triangle P_1P_2P_3$ 和 $\triangle P_1'P_2'P_3'$，利用共三顶点的对应坐标 (x_i, y_i)、(x_i', y_i') $(i = 1,2,3)$，解求仿射变换：

$$
\begin{aligned}
x' &= a_0 + a_1 x + a_2 y \\
y' &= b_0 + b_1 x + b_2 y
\end{aligned}
\tag{12-20}
$$

求得上式中的系数 a_0、a_1、a_2、b_0、b_1、b_2，然后按上式将待纠正图像上的三角形 $\triangle P_1'P_2'P_3'$ 纠正成与目标图像对应的三角形 $\triangle P_1P_2P_3$。

该方法所用的控制点沿图像特征密集分布，对各种图像畸变均具有很好的纠正作用。

12.5.5 图像匹配实例

目标的边界或轮廓线一旦确定，可根据目标形状大小以及该目标与图像中其他目标的相互关系确定两套图像的转换关系，即基于目标轮廓的图像匹配方法。图像的匹配实际上就是根据明显目标在两套图像中的对应关系来实现转换，因此，转换关系实际上包含了图像的旋转和平移。旋转和平移关系需要根据图像中至少三个目标的相互关系，以及这些目标在另外一套图像中对应目标的相互关系来确定。

设多波束图像为参考图像，侧扫声呐图像为被匹配图像，则图像匹配过程为：

（1）对原始的多波束和侧扫声呐图像进行消噪和增强处理，其目的在于突出特征地物。

（2）在侧扫声呐图像中寻找出 3 个（或更多个）具有明显特征的目标图像，对其进行标定。

（3）根据侧扫声呐图像中 3 个目标的位置以及相互关系，在多波束图像中寻找相应的目标图像，并将之与侧扫声呐图像中的 3 个目标图像对应起来，形成目标图像对。

（4）在多波束和侧扫声呐图像中剪切等尺度、包含 3 个目标的图像，形成图像匹配单元。

（5）在两个图像匹配单元内，连接3个目标，形成3条线对，在图像坐标系中计算每个线对的两个方位，并较差，获得该线对的方位差 $u_i (i = 1,2,3)$。在限差

范围内,取 3 个线对方位差的均值作为旋转角量,从而得到旋转矩阵 $\boldsymbol{R}$,

$$\boldsymbol{R} = \begin{pmatrix} \cos u & \sin u \\ -\sin u & \cos u \end{pmatrix}, \quad u = \frac{u_1 + u_2 + u_3}{3} \tag{12-21}$$

(6) 平移参量根据目标对在各自图像中的像素位置确定。设目标对 l_M 和 l_S 在多波束图像匹配单元中的对应位置为 $(i,\ j)_M$,在侧扫声呐图像中的对应位置为 $(i,j)_S$,设坐标差为 Δi_k 和 $\Delta j_k (i = 1,2,3)$,在限差范围内,两个匹配图像的平移量 Δi 和 Δj 分别为:

$$\Delta i = \frac{\Delta i_1 + \Delta i_2 + \Delta i_3}{3}, \quad \Delta j = \frac{\Delta j_1 + \Delta j_2 + \Delta j_3}{3} \tag{12-22}$$
$$\Delta i_k = i_S^k - i_M^k, \quad \Delta j_k = j_S^k - j_M^k \quad (k = 1,2,3)$$

(7) 根据旋转矩阵和平移量对侧扫声呐图像进行变换,完成图像的匹配。

平移和旋转量关系参数的确定是建立在特征地物判读的基础上的,地物判断的准确与否直接影响着关系参量的计算精度。

根据上述计算过程,关系参量是根据目标在图像中的位置确定的。一般情况下,目标位置要么根据目标图像的中心像素而定,要么根据目标图像中的特征位置确定。由于各种因素的影响,要精确确定这些位置是比较困难的。为了提高图像匹配的精度,在这些特定位置上可进行多次采样,以每次采样像素位置的平均值作为特定位置的图像坐标。

图像匹配精度,即平移和旋转角量确定时的限差,需要根据图像的大小和地理尺度与像素尺度的比例关系确定。设目标像素的最终量测误差为 d,由此产生的像素方位角误差为 $\mathrm{d}u_0$,旋转角度误差为 $\mathrm{d}u$,平移误差为 $\mathrm{d}x$ 和 $\mathrm{d}y$,它们分别为:

$$\mathrm{d}u = \frac{\sqrt{2}}{3}\sum_{k=1}^{3} \mathrm{d}u_{k0}, \ \mathrm{d}x = \mathrm{d}y = \sqrt{2}d, \ k = 1,2,3 \tag{12-23}$$
$$\mathrm{d}u_{k0} = \frac{x_k - y_k}{l_k^2}\mathrm{d}x = \sqrt{2}\,\frac{x_k - y_k}{l_k^2}d$$
$$x = j_S - j_M, \ y = i_S - i_M, \ l_k = \sqrt{x_k^2 + y_k^2}$$

设待转换像素到图像原点的距离为 L,$\mathrm{d}u$ 对其行数和列数的影响为 $(\mathrm{d}i, \mathrm{d}j)$,

$$\mathrm{d}i = L\cos u\,\mathrm{d}u$$
$$\mathrm{d}j = -L\sin u\,\mathrm{d}u$$

$$L = \sqrt{i^2 + j^2}$$

则对待转换像素位置的影响 Δ 为：

$$\Delta = \sqrt{\mathrm{d}i^2 + \mathrm{d}j^2} = L\mathrm{d}u$$

若像素尺度与地理尺度的比值为 lm，对应 S 个像素，根据广域差分 GPS 的定位精度(±3m)，则待转换像素的位置确定精度 Δ 应小于 $3S$ 个像素，可见，对目标像素位置的量测要求是比较高的。为了提高量测精度，可加大量测次数，取其均值作为最终的像素位置。

下面根据上述图像匹配思想，利用一个测区的多波束和侧扫声呐数据实现图像的匹配。在多波束和侧扫声呐图像中，剪取 300 像素 ×300 像素大小的图像匹配单元(如图 12-12(a) 所示)。利用小波消噪方法对图像进行平滑处理，处理结果如图 12-12(b) 所示，在此基础上对之进行增强处理，并绘制其轮廓线(图 12-12(c))。从图 12-12(c) 中可以发现，一条带状地物明显存于图像中，根据轮廓线确定带状地物的中心线及其在图像坐标系下的方位，对两个方位角较差，对侧扫声呐图像旋转角差量，得到的图像如图 12-12(d) 所示。由旋转后的图像可以看出，将多波束图像中的目标中心线绘制到侧扫声呐图像中，正好落在侧扫声呐图像中带状目标图像的中心线上。

上述图像匹配单元中带有明显的方向性地物，旋转参量的确定是比较容易的。下面给出另外一个测区的多波束和侧扫声呐图像。其图像以及图像的匹配过程具有一般性。

原始图像尺寸为 1 000 像素 ×1 322 像素(如图 12-13(a) 所示)。比较原始的多波束和侧扫声呐图像，由于分辨率的差异，多波束图像显得比较粗糙，而侧扫声呐图像的灰度变化连续，相对细腻。为了将侧扫声呐图像作为描述测区的图像信息，实现与多波束定位和测深数据的融合，需首先实现两个图像的匹配，然后再根据匹配后侧扫声呐图像中的像素位置索引多波束的数字信息。前面已经讨论了根据图像信息索引数字信息的方法，下面仅讨论图像的匹配问题。

尽管侧扫声呐图像给人的感觉比较理想，但图像中"小麻点"问题依然存在，多波束图像中的奇异灰度点相比更为突出，这些在很大程度上是由分辨率和噪声造成的。为此，首先要进行消噪处理。采用小波消噪方法，得到平滑后的图像如图 12-13(b) 所示。比较图 12-13(a) 和图 12-13(b) 可以看出，平滑后的图像明显优于原始图像，平滑后的多波束图像效果也明显得到增强。

从平滑后的图像中可以发现，图像中存在三个地物，其中两个地物比较小，另外一个地物比较大。为了进一步突出这三个地物，采用直方图均衡化技术对平

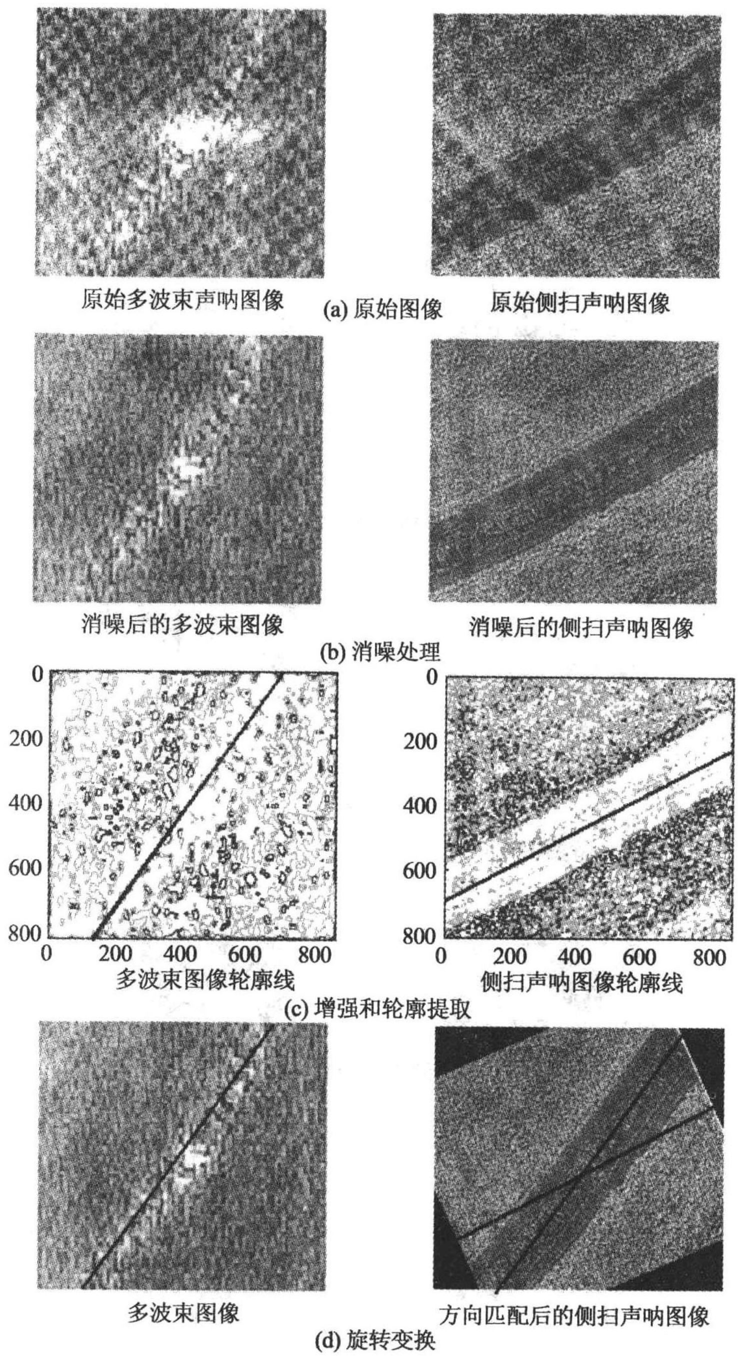


图 12-12　存在明显方向性地物时，多波束和侧扫声呐图像的匹配过程

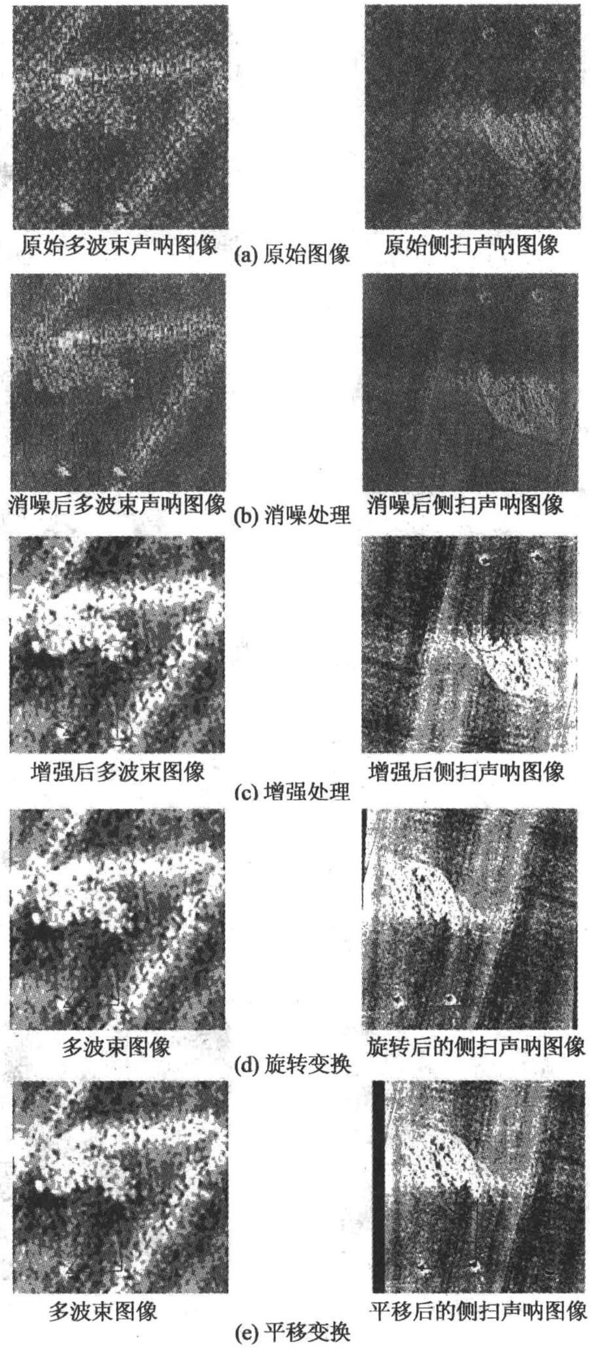


图 12-13　多波束和侧扫声呐图像的匹配过程

滑后的图像进行增强处理(图 12-13(c))。增强后,目标图像比较突出,容易识别。在多波束图像中,定义大目标尖点位置为 3 号点,与之近似垂直的目标中心为 1 号点,另外一个目标中心为 2 号点;在侧扫声呐图像中,与之对应的点为 1′、2′和 3′。获取三个点在各自图像中的坐标,并计算旋转参量 u 和平移量(di,dj)。

$$u = 177.4424°,\quad di = 66 \text{像素},\quad dj = 4.12 \text{像素} \tag{12-24}$$

对图 12-13(c) 中的侧扫声呐图像进行旋转变换。将多波束图像中的三条连线按其坐标绘制在旋转后的侧扫声呐图像中(图 12-13(d)),可以看出,侧扫声呐图像中的特征目标与绘制的三角形存在明显的平移关系。进行平移变换,变换后图像中的三个特征点与三角形的三个顶点吻合得很好(图 12-13(e))。

根据上述平移和旋转关系,对图 12-13(a) 或图 12-13(b) 中的侧扫声呐图像进行整体平移和旋转(如图 12-14 所示)。比较图 12-14 中匹配后的两个图像,特征地物在两个图像中的位置完全相同。另外,侧扫声呐图像除了图像质量远优于多波束图像外,还可以得到一些新的发现:

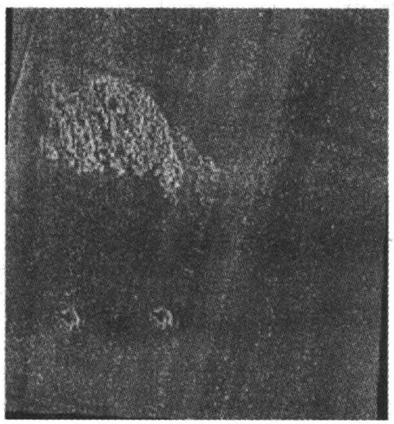
(1) 多波束图像中,条状亮线并未在侧扫声呐图像中出现,证明该亮线是由于多波束采样机制或操作所致的,并非实际存在的特征地物。

(2) 从侧扫声呐图像中还可以发现一些非常小的地物,如在大地物上存在着两个约为几个像素尺度大小的地物,而这些在多波束图像中根本反映不出来。

由上述可见,用侧扫声呐图像代替多波束图像可以对海底的地貌进行更加详尽的解释。



(a) 消噪后的多波束图像



(b) 消噪变换后的侧扫声呐图像

图 12-14　多波束图像和变换后的侧扫声呐图像

12.6 数字信息和图像信息的融合

侧扫声呐图像与多波束图像的匹配为测区引入高精度的地形信息和图像信息奠定了基础。根据多波束图像处理的讨论，在多波束图像中，像素与高精度的点位、深度可以根据图像形成时建立的关系对应起来。在图像匹配时，多波束图像被作为参考图像，侧扫声呐图像与多波束图像一旦实现匹配，便能够像多波束图像一样，获得每个像素对应的位置和深度信息。利用上述数字信息和图像信息的融合思想，可获得反映测区的高精度地形和地貌数据。为此，下面讨论多波束和侧扫声呐图像的融合方法。

12.6.1 加权融合

基于像元的加权融合对两幅图像 I_i、I_j 按下式进行：

$$I'_{ij} = A(P_iI_i + P_jI_j) + B \tag{12-25}$$

其中，A、B 为常数；P_i、P_j 为两个图像的权，其值由如下公式确定：

$$P_i = \frac{1}{2}(1 - |r_{ij}|) \tag{12-26}$$

r_{ij} 为两幅图像的相关系数，$r_{ij} = \sigma_{ij}/\sigma_i\sigma_j$。

12.6.2 基于小波变换的图像融合

1. 正交二进小波变换分解与重构

假设有一个二维信号 $f(x,y) \in V_{j+1}^2$，$\{C_{m,n}^{j+1}, m,n \in \mathbf{Z}\}$ 是 $f(x,y)$ 在分辨率 $j+1$ 上的近似表示，则二维信号 $\{C_{m,n}^{j+1}, m,n \in \mathbf{Z}\}$ 的有限正交小波分解公式为：

$$\begin{aligned}
C_{m,n}^{j} &= \frac{1}{2}\sum_{k,l\in Z} C_{k,l}^{j+1} h_{k-2m} h_{l-2n} \\
d_{m,n}^{j1} &= \frac{1}{2}\sum_{k,l\in Z} C_{k,l}^{j+1} h_{k-2m} g_{l-2n} \\
d_{m,n}^{j2} &= \frac{1}{2}\sum_{k,l\in Z} C_{k,l}^{j+1} g_{k-2m} h_{l-2n} \\
d_{m,n}^{j3} &= \frac{1}{2}\sum_{k,l\in Z} C_{k,l}^{j+1} g_{k-2m} g_{l-2n}
\end{aligned} \tag{12-27}$$

相应的重建公式为：

$$\begin{aligned}
C_{m,n}^{j+1} = \frac{1}{2}\Bigg(& \sum_{k,l\in Z} C_{k,l}^{j} \tilde{h}_{2k-m} \tilde{h}_{2l-n} + \sum_{k,l\in Z} d_{k,l}^{j1} \tilde{h}_{2k-m} \tilde{g}_{2l-n} + \\
& \sum_{k,l\in Z} d_{k,l}^{j2} \tilde{g}_{2k-m} \tilde{h}_{2l-n} + \sum_{k,l\in Z} d_{k,l}^{j3} \tilde{g}_{2k-m} \tilde{g}_{2l-n} \Bigg)
\end{aligned} \tag{12-28}$$

式中，$\{h_k, k \in \mathbf{Z}\}$ 为滤波器。当 h_k 已知时，可以按下式计算其他滤波器：

$$
\begin{aligned}
g_k &= (-1)^{-1+k} h_{l-k} \\
\tilde{h}_n &= h_{l-n} \\
\tilde{g} &= g_{l-n}
\end{aligned}
\tag{12-29}
$$

对一幅图像 C^{j+1}，按式(12-27)分解后可以形成四幅子图像 C^j、d^{j1}、d^{j2}、d^{j3}，并且由这四幅子图像按式(12-28)可以合成图像 C^{j+1}，这个过程可以用图 12-15 表示。

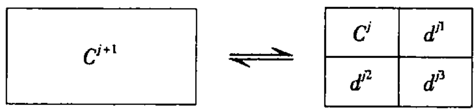


图 12-15　图像的小波分解与重构

图像 C^{j+1} 分解后，各个分量的含义如下：C^j 集中了原始 C^{j+1} 中的主要低频成分（近似图像 LL）；d^{j1} 对应着 C^{j+1} 中垂直方向的高频边缘信息（LH）：d^{j2} 对应着 C^{j+1} 水平方向的高频边缘信息（HL）；d^{j3} 对应着 C^{j+1} 中对角线方向的高频边缘信息（HH）。

2. 基于正交二进制小波交换的图像融合

采用离散二进小波变换的 Mallat 算法的图像融合步骤如下：

（1）对两幅图像进行几何配准；

（2）对高分辨侧扫声呐图像进行分解，分解成 LL（低频部分）、HL（水平方向的小波系数）、HL（垂直方向的小波系数）、HH（对角方向的小波系数）；

（3）对多波束图像分解成四部分 LL、LH、HL、HH；

（4）根据需要，由步骤（2）和（3）中的 LL 更新组合成新的 LL；

（5）根据需要，由步骤（2）和（3）中的 LH、HL、HH 重新组合成新的 LH、HL、HH；

（6）由步骤（4）和（5）所得的新的 LL、LH、HL、HH 反变换重建图像；

（7）其他波段融合重复步骤（4）～（6）。

12.6.3　图像融合的效果评价

对融合结果进行评价是必要的。不同的应用有不同的评价标准。评价方法可分为两类：定性评价和定量评价。定性评价主要以目视判读为主，目视判读是一种简单、直接的评价方法，可以根据图像融合前后的对比作出定性评价。其缺点

是因人而异，具有主观性。定量评价从融合图像包含的信息量和分类精度这两方面进行评价，可以弥补定性评价的不足。

定量评价的一些指标如下：

1. 平均梯度

反映图像中微小细节反差和纹理变化的特征，表达图像的清晰度，

$$G=\frac{1}{MN}\sum_{i=0}^{M-1}\sum_{j=0}^{N-1}[\Delta xf(i,j)^2+\Delta yf(i,j)^2]^{1/2} \tag{12-30}$$

式中，G 为平均梯度；$\Delta xf(i,j)$、$\Delta yf(i,j)$ 分别为像素(i,j) 在 x、y 方向上的一级差分；M、N 为图像大小，G 越大，则图像层次越多，图像越清晰。

2. 熵与联合熵

描述图像信息量的一个指标，根据仙农(Shannon) 信息论原理，一幅 8bit 的图像的熵为：

$$H(x)=-\sum_{i=0}^{255}P_i\log_2 P_i \tag{12-31}$$

式中，P_i 表示图像像素灰度值 i 的概率。

3. 用融合后的图像进行分类，以分类的精度来评价融合图像的质量

选用某一种分类器，对融合图像和原始图像进行分类，然后根据该图像内实际的利用情况作为参考，比较融合后图像和融合前图像分类的结果，以判断融合的质量。

4. 其他的评价融合效果指标

偏差指数：反映两图像间的偏离程度。对于图像 f_A、f_B，它们的偏差指数为：

$$D=\frac{1}{MN}\sum_{i=0}^{M-1}\sum_{j=0}^{N-1}\frac{|f_S(i,j)-f_B(i,j)|}{f_B(i,j)} \tag{12-32}$$

相关系数：描述两幅图像的相似程度，

$$r=\frac{\sum_{i=0}^{M-1}\sum_{j=0}^{N-1}(f_A(i,j)-\bar{f}_A)(f_B(i,j)-\bar{f}_B)}{\left[\sum_{i=0}^{M-1}\sum_{j=0}^{N-1}(f_A(i,j)-\bar{f}_A)^2\sum_{i=0}^{M-1}\sum_{j=0}^{N-1}(f_B(i,j)-\bar{f}_B)^2\right]^{1/2}} \tag{12-33}$$

c 均值偏差：反映两图像均值之间的偏离程度。设 m_{f_A}、m_{f_B} 分别为 f_A、f_B 的均值，两图像的均值偏差为：

$$b_m=\frac{|m_{f_A}-m_{f_B}|}{m_{f_B}} \tag{12-34}$$

D 方差偏差：反映两图像方差之间的偏离程度。设 V_{f_A}、V_{f_B} 分别为 f_A、f_B 的方差，两图像的方差偏差为：

$$b_V = \frac{|V_{f_A} - V_{f_B}|}{V_{f_B}} \tag{12-35}$$

12.6.4 一个简单的图像融合实例

下面以上节匹配后的图像为例说明数据融合的过程。

由于侧扫声呐图像与多波束图像已经实现严格匹配，因此，可以认为两套图像中像素的位置在同一坐标系统下，即图像坐标系（见图 12-16）。因此，多波束图像中每个像素位置与地理坐标的对应关系在侧扫声呐图像中仍然适用。

根据地理坐标系与图像坐标系的关系（图 12-16），设图像左下点地理坐标为(x_0,y_0)，像素尺寸与地理尺寸的比例为 l(m)：S(像素)，H 为图像的高度（单位：像素），则图像内某个像素(i,j) 对应的地理坐标(x,y) 为：

$$\begin{aligned} x &= x_0 + (H - i)/S \\ y &= y_0 + j/S \end{aligned} \tag{12-36}$$

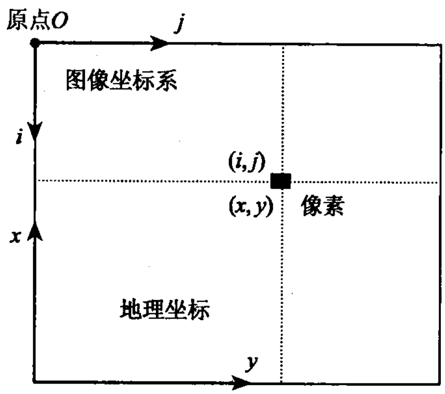


图 12-16　图像坐标系与地理坐标系的关系

每个像素对应的深度（或高程）可根据测区内每个波束的位置和深度经过内插获得。多波束图像的分辨率小于侧扫声呐，在每个像素内不可能均存在深度采样，因此，为了得到每个像素范围内的深度值，就必须在已有深度采样集合的基础上进行内插。由于图像中像素的排列是格网状的，因此，内插可利用行中（或列中）存在深度采样的数据进行线性内插。另外一种获取深度的方法是根据图像对应的地理范围，在深度采样数据集中索引属于该区域的深度。

比较这两种方法，前者可获得密集的深度数据，但由于建立在内插的基础上，深度数据的可信度降低了；后者虽然采用的是原始的深度采样数据，但数据

密度不足，容易造成图像中小地物在深度数据中反映不出来的情况。为了使测深和图像数据较好地吻合，折中方案是在地势平坦的地区采用原始深度数据，对存在小地物的区域则根据图像进行内插。

深度数据内插是根据地物在图像中的投影长度，结合式(12-37)计算得到的地物相对周围海底的高度来计算目标所在像素的深度：

$$h_{obj} = h_{bk} - H \tag{12-37}$$

式中，h_{obj} 为内插深度；h_{bk} 为周围海底的深度；H 为地物相对周围海床的高度。

融合后的多波束数字信息与侧扫声呐图像信息不但对海底地形地貌带来全新的解释，而且数字信息和图像信息之间还存在着较强的互助性。

在计算侧扫声呐波束的回波强度时，假设了 ping 测量断面的海底为平坦地形，采用简单的三角归算方法获得波束从换能器到达海底的斜距，认为平坦海底不会对波束在海底的入射角产生影响。由于海洋中各水层为非等介质体，直接影响着波束的传播路径；另外，实际海底地形变化是复杂的，海底坡度的存在直接影响着波束在海底的入射角，从而引起声能的变化，因此，侧扫声呐成像时的假设会给图像质量带来一定的影响，必须进行改正。

改正采用多波束深度数据。根据像素位置对应的深度和到达换能器的水平距离，采用声线跟踪的逆处理过程可以非常容易地获得波束的初始发射角和往返时间。根据 Snell 法则，可以反算波束在海底的入射角 θ'：

$$\theta' = \arcsin\left(\frac{C'\sin\theta}{C}\right) \tag{12-38}$$

式中，C 和 C' 分别为波束在海面和海底的传播速度；θ 为波束的初始入射角。

C 和 C' 可以根据 Carter 表获得。θ' 一旦获得，利用 Lambert 法则可对海底坡度的影响进行消除。设海底存在坡度为 β 的坡面，则有：

$$\mathrm{BS}_B = \mathrm{BS}_0 + 10\lg\cos^2(\theta' - \beta) \tag{12-39}$$

得到图像所在区域的数字信息后，便可绘制测区的 DTM 图形，并将每个像素的灰度值赋予 DTM 模型。从图形中不但可以一目了然地看出区域内地物的起伏变化，同时还可以根据地物在图像中呈现的灰度识别不同范围内地物的属性。

12.7 地貌图像与 DEM 的复合

为了获得某一海床的三维立体景观图像，按照观察者的设定进行动态漫游和观察，根据计算机图形学的原理，将灰度图像和相应的 DEM 复合，即可生成具有真实感的海底三维景观。

若集合 A 表示某区域 D 上各点三维坐标向量的集合，

$$A = \{(X,Y,Z) \mid (X,Y,Z) \in D\} \tag{12-40}$$

集合 B 为二维图像各像素坐标与其灰度的集合,

$$B = \{(x,y,g) \mid (x,y) \in d\} \tag{12-41}$$

式中,d 为与 D 对应的图像区域。则制作景观图就是一个 A 到 B 的映射,(X,Y,Z) 与 (x,y) 及观测点 S(视点)满足共线条件,其原理与航空摄影相同。

12.8　海底地形地貌的解释

侧扫声呐图像的内涵信息十分丰富,然而由于缺少必要的高精度位置数据,仅限于对海底地形地貌进行定性分析和有限的定量分析。侧扫声呐图像与多波束图像的匹配,由于引入了高精度的位置和深度信息,使得对海底进行全面的定量分析成为可能,从而也实现了对海底地形、地貌的全面解释。

12.8.1　定性分析

1. 目标解释

侧扫声呐适合于高出海床的凸物(如沉船、礁石等)和海水中浮体(如水雷等)的探测,其成像的主要特点是产生阴影图像。地形的轻微起伏和半透明目标形成的阴影并不明显,而礁石、沙波、沉船或鱼群等目标形成的阴影轮廓则清晰可见,因此,从阴影强度可以反映出目标构成的物理属性。所以,利用图像灰度,采用海底分类方法便可实现对目标的定性分析。

2. 地形解释

地形变化是一个缓慢、连续和有纹理特征的过程,这也是地形区别于其他地物的明显特征。地形变化可通过判读左、右舷两侧的图像来确定,如实测海床存在坡面,航向同坡面走向正交,由于坡度的作用,坡面在图像中表现为一侧较暗,另一侧较浅;此外,根据地形在图像中的纹理特征,可以定性地判断流向。

3. 海底类型解释

声呐图像包含了地形和地貌两类信息,如能消除地形因素的影响,图像反映的仅是海底的地貌信息,它体现了不同的海床类型与声波的关系。

回波强度对海床类型的反映表现在两个方面,一方面,回波强度反映了海床类型,另一方面,它也体现出了海床的粗糙度。沉积物的阻抗是决定回波强度的重要参数,阻抗越大,回波能力越强,图像灰度越暗,因此,通过图像的明暗程度可以定性地判断出海床类型。海底粗糙度与地形起伏不同,它所反映的是海床起伏的小尺度变化,与沉积物的类别相关(如沙波在图像中会呈现出较强的纹理特征等);反之,根据图像中的纹理特征也可定性地判断海底的地质类型。

12.8.2 定量分析

1. 地质分类

根据声能方程及 Lambert 法则，波束在海底的散射能力（或回波强度）与海底的地质结构、粗糙度以及入射角（或掠射角）有关。入射角一定时，回波强度反映的是海底地质类型（粗糙度对回波强度的作用与地质类型相关），在声呐图像中，则表现为灰度明暗变化。

根据上述关系，可以利用图像灰度的统计特性定量地分析不同地质类型在勘察海床中所占的份额；同样，根据不同像素的灰度值（或者与之对应的声强值）、与像素相对应的地理位置和深度，可确定不同海底类型的边界、区域范围以及该范围内的海床变化。

2. 目标解释

目标信息的自动识别和量化要结合图像信息和数字信息。目标图像一般为非连续图像，可以非常容易地根据图像灰度的突变来判断；目标种类可借助于海底分类方法，利用目标在图像中的灰度或对应的回波强度对其进行识别，因为波束打到质地不相同的目标时，其回波强度不同，反映的像素灰度水平也不同。

目标位置和深度可根据图像中目标像素对应的地理位置和深度来确定，它是定量分析目标的重要参数。如水雷，其深度同周围其他地物的深度相差就比较大；沉船同周围海床的深度差异可以反映出该船的沉积程度，并根据一般沉积物的沉积趋势推测沉船的年限。

需要指出的是，并不是说图像中所有的目标均能够通过数字信息得到反映。由于多波束与侧扫声呐分辨率上的差异，较大的地物通过深度或高程信息能够得到比较好的反映，而尺寸小于分辨率的目标则反映不出来。为了实现数字信息与图像信息在表达海底目标时具有一致性，可通过深度内插来获得全面的数字信息。

3. 地形解释

由于纹理特征与海底类型相关，因此在进行地形解释时，图像的纹理特征可以帮助判别海流的流向和沉积物产生的机理。与此同时，多次测量得到的图像和数字信息可以帮助求解海底沉积物的沉积速度。此外，根据地形的位置和深度信息，还可以确定地形变化的复杂程度、坡度和数字地模等。

综上所述，高精度的数字信息与图像信息的融合对于获取高质量的海底地形、地貌信息和全面解释海底地形、地貌具有非常重要的作用。

12.9　本章小结

多波束和侧扫声呐的测量成果具有很强的互补性，考虑各自的特点，可对多波束的数字信息和侧扫声呐的图像信息实施融合，这对于海底地形、地貌的定性、定量分析和全面解释是非常有益的。

图像匹配是信息融合的基础，要实现图像匹配，首先需要根据目标在多波束图像中的精确位置和在侧扫声呐图像中的概略位置确定图像匹配单元；然后根据目标对在两套图像中的位置以及两两目标之间连线在图像中的方位来确定两套图像的平移和旋转参量；最后利用该参量对被匹配图像进行整体变换，使两套图像处于同一坐标系统内。基于小波变换的图像融合，通过提取不同频段的信息，然后再重构成新的图像，可以有效地利用多波束和侧扫声呐测量信息中的有效信息合成高质量的图形和图像。

数字信息和图像信息可以相辅相成，数字信息除用于解释图像目标外，还可提高图像的质量；图像信息除表明数字信息所反映的地质特征外，还可提高数字信息对海底的定量分析能力。

参考文献

[1] 阳凡林，吴自银，独知行，等. 多波束和侧扫声呐数字信息的配准及融合[J]. 武汉大学学报 · 信息科学版，2006，31(8)：85-88.

[2] 马建林，金青，刘勤，等. 多波束与侧扫声呐海底目标探测的比较分析[J]. 海洋测绘，2006，26(3)：21-23.

[3] Le Bas T P. An Analytical Correlation and Comparison of High Resolution Side-Scan Sonar Imagery and Multi-beam Bathymetry[J]. The Institute of Electric and Engineers, 1995:1-6.

[4] Borgefors G. Hierarchical Chamfer Matching: a Parametric Edge Algorithm[J]. IEEE Trans on PAMI, 1998,10(6):849-865.

[5] Sawyer G, Mason D C, Hindley N, et al. Multi-sensor Image Processing System[J]. Image and Vision Computing, 1992, 10(9):589-609.

[6] Mitchll N C, Somers M L. Quantitative Backscatter Measurements with a Long-range Side-scan Sonar[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1989,14:365-374.

[7] Labes T P, Mason D C, Miliard N W. TOBI Image Processing[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1995, 20(1):85-93.

[8] Parson L M, Murton B J, Searle R C. High Resolution, Deep-towed Sidescan Imagery and Hydrosweep Bathymetry of the Reykjanes Ridge[J]. EOS Transactions on AGU, 1990, 60:525-526.

[9] Lee Y K, Suk B C, Kim H II, et al. Bathymetry and Side Scan Imagery of SeaBeam 2000 Multi-Beam Echo Sounder on the Eastern Ulleung Basin, East Sea of Korea (Japan Sea)[J]. IEEE,1996,12(4):1416-1420.

[10] Mitchell N C, Somers M L. Quantitative Backscatter Measurements with a Loge-range Side Scan Sonar[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1989, 14:368-374.

[11] Talukdar K K, Tyce R C. Digital Processing of Sidescan Image from Bottom Backscatter Collested by Sea Beam[J]. Geod, 1991, 14:81-100.

[12] Danielf S, Leannec F L, Roux C. Side-Scan Sonar Image Matching[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering,1998 , 23(3):109-118.

[13] Cervenka , de Moustier C. Sidescan Sonar Image Processing Techniques[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1993 ,18: 108-122.

[14] de Moustier C. Signal Processing for Swith Bathymetry and Concurrent Seafloor Acoustic Imaging[J]. Canadian Government, 1993:329-354.

[15] Nishimura C E, Forsyth D W. Improvement in Navigation Using Sea Beam Crossing Error[J]. Mar Geophys,1988, 9:333-352.

[16] Malahoff A. An Integrated Shipboard Ocean Floor Research System Using Seabeam 210 Ocean Surveying System Install on the R/V Ka'imikai-Kanaloa[J]. Marine Godesy,1998, 21:97-109.

[17] Keating B H. Side-Scan Sonar Image of Submarine Landslides on Flank of Atolls and Guyots[J]. Marine Godesy, 1998, 21:129-145.

[18] Fox C G, Jones F J, Lau T K. Constrained Iterative Deconvolution Applied to SeaMARC I Sidescan Sonar Imagery. IEEE Journal of Oceanic Engineering [J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering,1990, 15(1): 24-31.

[19] Blackinton J G , Hussong D M,Kosalos J G. First Result from a Conbination Side-scan Sonar and Seafloor Mapping System[J]. Marine Geographysical Researches, 1983(1):307-314.

内容提要

本书在简述多波束系统的发展历史、工作原理的基础上，围绕多波束测深数据和图像数据处理两大主题，就系统测量过程中的基准、声速、辅助参数测定、测深数据处理、声呐图像的形成、处理、应用以及与侧扫声呐信息的融合等问题展开了深入的研究，重点介绍了这些领域的最新进展、采用的理论方法及其应用，对从事海洋测绘的科研及工作人员具有较大的参考价值。

责任编辑：任　翔
责任校对：黄添生
版式设计：马　佳
封面设计：王荆强

ISBN 978-7-307-06500-0

9 787307 065000 >

定价: 45.00元